



Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent : le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque.

Catherine Helm

► To cite this version:

Catherine Helm. Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent : le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque.. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 2009. Français. NNT : . tel-00483799

HAL Id: tel-00483799

<https://theses.hal.science/tel-00483799>

Submitted on 1 Jul 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Catherine Helm

préparée à l'unité de recherche UMR CNRS 6118
Géosciences Rennes
UFR Structure et Propriétés de la Matière

**Quantification des
flux sédimentaires
anciens à l'échelle
d'un continent :
le cas de l'Afrique
au Mésocénozoïque**

**Thèse soutenue à Rennes
le 21 décembre 2009**

devant le jury composé de :

Olivier DAUTEUIL

DR-CNRS, Université Rennes 1 /
président

Daniel ASLANIAN

Chercheur Ifremer, Ifremer Brest /
rapporteur

Jean BRAUN

Professeur, Université Joseph Fourier-Grenoble 1 /
rapporteur

Dominique FRIZON DE LAMOTTE

Professeur, Université de Cergy-Pontoise /
examineur

François GUILLOCHEAU

Professeur, Université Rennes 1 /
directeur de thèse

Je tiens tout particulièrement à te remercier Francois, d'avoir proposé cette thèse à la jeune étudiante que j'étais. Merci de m'avoir transmis une partie de ton immense savoir et savoir faire. Je reste admirative devant ta connaissance bibliographique des publications tout comme de ton répertoire de chansons !

Je souhaite également remercier vivement Delphine Rouby et Cécile Robin (un soutien indispensable et une bonne humeur communicative) de m'avoir accompagné durant la thèse.

Merci aux membres du jury d'avoir accepté d'examiner ce travail, Olivier Dauteuil en tant que président du jury, Daniel Aslanian et Jean Braun en tant que rapporteurs et Dominique Frizon de Lamotte en tant que membre du jury.

Un très très grand merci à Christian Le Carlier de Veslud. Sous ta nervosité se cache une forte envie de communiquer. Merci de m'avoir fait partager ta maîtrise de Gocad, ton expérience, tes critiques constructives... scientifiques ou autres...

Merci à Yves Quété (ArcGis), à Cécile, Marie-Pierre, Thierry, Jacques, Pierre et Pierre (les cours du côté enseignant), à Alain-Hervé Le Gall (la science en fête !) et aux chercheurs et enseignants chercheurs que j'ai pu rencontrer...

Un immense merci à tous ceux qui m'ont emmené sur le terrain (par ordre chronologique) : Philippe Durringer (l'Alsace, Digne, la côte d'Emeraude, le Vietnam), Gianreto Manatschal et Hubert Withechurch (les Alpes), François Guillaucheu (la Bretagne et la Mauritanie) avec Jack Roger, Marie-Pierre Dabard et Pierre Jegouzo (le Pic Saint Loup... et la Bretagne), Michel Lopez (le lac de Salagou entre autres), Jean-Emmanuel Hurtrez et Serge Müller (les Alpes). Que d'expériences inoubliables ! J'espère qu'il y en aura beaucoup d'autres !

J'ai également une pensée toute particulière à mes «colloc's» de bureau (224) (par ordre chronologique) : Brahim, Martine, François, Tachfine, Antoine, Alison, Rhaoula, Anne-Claire, la p'tite dernière. Merci à vous pour tous ces moments partagés. On se fait un resto chinois quand vous voulez ! Beaucoup d'autres noms et visages me viennent encore à l'esprit (Christelle, Paul, Guillaume,... Sylvain, Kael, Guibad... Mes amis d'Alsace qui me manquent). Merci à tous !

Papa, maman et jeff, je ne vous remercierai jamais assez pour votre soutien et votre patience. Je vous aime.

A mon Titou... toi et moi... au passé, au présent et au futur... (ça veut rien dire mais je trouve que ça va plutôt bien dans le contexte).

Pour finir, un dialogue que j'aime beaucoup, extrait du film d'Henry Levin de 1959 «Voyage au centre de la Terre» (d'après l'oeuvre de Jules Verne) :

Carla Goetaborg - Hans se demande quel est le but final de notre expédition et sa raison. [...]
(Arlene Dahl)

Alec McEwen -Voyons... Pourquoi l'Homme gèle-t-il à mort pour tacher d'atteindre le pôle
(Pat Boone) ? Pourquoi l'Homme s'oblige-t-il à souffrir les chaleurs taurides de l'Amazonie ? Pourquoi torture-t-il son cerveau avec les mathématiques du ciel ? Dès qu'un point d'interrogation se présente dans le cerveau humain, il faut qu'il y trouve la réponse même si cela doit prendre cent ans ; ou mille ans !

Pr. Lidenbrook [...]
(James Mason) - Dites lui simplement que les Savants ont une araignée au plafond !

Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent :
le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque.

Un des principaux débats en Sciences de la Terre Externe concerne l'importance relative de la tectonique et du climat dans l'érosion des reliefs et donc dans les flux sédimentaires terrigènes préservés dans les bassins avals. Dans cette thèse, nous avons développé une méthode basée sur l'intégration de coupes géologiques dans un modèle 3D afin de quantifier ce flux, avec une résolution temporelle de quelques Ma, à l'échelle d'un continent sur une longue période de temps (x100 Ma), et ce en tenant compte des incertitudes. Sur l'ensemble de la marge ouest-africaine, l'évolution de ces volumes, une fois pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes, au cours du temps suggère que le flux sédimentaire terrigène est contrôlé par la tectonique, durant les phases de rift avec l'érosion des épaulements, et lors de surrection du domaine amont des marges durant l'évolution post-rift. Le climat, à la faveur d'augmentation des précipitations, ne semble que forcer les effets de surrection.

Mots clés : marge passive, Afrique de l'Ouest, flux sédimentaire terrigène, climat, tectonique, relief

Abstract

Quantification of past sedimentary flux at continental scale:
the case-study of Africa au Meso-Cenozoic times.

Deformation and climate are two known factors controlling relief erosion and the terrigenous sedimentary flux preserved in downstream basins. In order to discuss the relative influence of both factors, we developed a method based on the integration of seismic lines from literature in a 3D-model to quantify the volume preserved in passive margins, at a few Myr resolution, at continental scale, and over long periods of time (x 100 Myr). We also estimated errors associated with these quantifications. We applied this method along the West-African margin and corrected the results from the carbonate/ evaporite contribution to reach a terrigenous volume. We obtained the evolution of terrigenous sedimentary rate, showing that the deformation is the most important sedimentation accumulation trigger i) during rifting when rift shoulders are eroded and ii) during post-rift evolution when the continental domain is uplifted. Climate seems to highlight the uplift effect by runoff augmentation.

Key words : passive margin, West-Africa, sediment accumulation, climate, deformation, relief

Table des Matières

Chapitre 1

Le chapitre 1 fait l'état des connaissances sur les différentes méthodes de mesure du flux sédimentaire et des facteurs qui le contrôlent.

Chapitre 2

La première partie du chapitre 2 présente la méthode de quantification des flux sédimentaires anciens, étape par étape. La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à un premier exemple d'application synthétisée dans l'article intitulé «*Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continent margin: a new method applied to the Namibia-South Africa Margin*» soumis à la revue *Basin Research*.

Chapitre 3

Le chapitre 3 aborde l'histoire géologique des cinq segments de marges qui constituent la marge ouest-africaine. Il est donc subdivisé en cinq parties :

Partie 1 : Marge atlantique du Maroc

Partie 2 : Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry

Partie 3 : Marge Nord du Golfe de Guinée

Partie 4 : Marge Sud du Golfe de Guinée

Partie 5 : Marge de l'Orange

Chapitre 4

Le chapitre 4 étudie quantitativement l'enregistrement sédimentaire de la marge ouest-africaine à travers 37 coupes extrapolées. Il permet de déterminer les deux grandeurs nécessaires pour obtenir le volume et la vitesse de sédimentation au cours du temps : le taux de sédimentation (en km/Ma) au niveau des coupes d'une part et l'évolution de l'étendue de la zone en sédimentation de la marge (en km²) au cours du temps d'autre part. Ce chapitre est également composé de cinq parties :

Partie 1 : Marge atlantique du Maroc

Partie 2 : Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry

Partie 3 : Marge Nord du Golfe de Guinée

Partie 4 : Marge Sud du Golfe de Guinée

Partie 5 : Marge de l'Orange

Chapitre 5

Le chapitre 5 discute et interprète les volumes et vitesses de sédimentation obtenus en terme de contrôle tectonique et climatique.

Avant-propos	1
Résumé / Abstract	3
Table des matières	5
Introduction	13
1. Problématique.	13
2. Objectifs.	13
3. Pourquoi l'Afrique ?.....	14
Chapitre 1 : Les flux sédimentaires – Facteurs de contrôle et Méthodes de mesure	15
1. Définition et facteurs de contrôle du flux sédimentaire.	15
2. Mesure du flux sédimentaire dans les systèmes actuels.	16
2.1 L'étude des systèmes actuels	16
2.2 Modèle « BQART » (Syvitski et Milliman, 2007).....	17
3. Mesure du flux sédimentaire dans les bassins sédimentaires	17
4. Le flux sédimentaire du Jurassique à l'Actuel.	18
4.1 Evolution de la masse des sédiments terrigènes déposés dans les océans.....	18
4.2 Débat tectonique/climat pour la fin du Cénozoïque.	19
5. Conclusion.....	20
Chapitre 2 : Méthodologie	21
1. Des données de la bibliographie aux coupes extrapolées.....	21
1.1 Les 37 coupes de la bibliographie.	21
1.2 Des cartes isopaques au modèle 3D.	24
1.2.1 Les cartes isopaques.....	24
1.2.2 Interpolation des cartes isopaques dans un modèle 3D.	28
1.3 Extrapolation des coupes de la bibliographie.....	30
2. Des coupes 2D aux volumes de sédiments et vitesses de sédimentation.	32
2.1. Le taux de sédimentation en km/Ma pour chaque intervalle stratigraphique pour chaque coupe extrapolée.....	32
2.1.1 Principe.....	32
2.1.2 Application.	33
2.2. La surface de sédimentation d'un segment de marge au cours du temps.	33
2.2.1 Principe.....	34
2.2.2 Application.	35
2.3. Calcul du volume de sédiments déposés dans un segment de marge au cours du temps.	35
2.4. Exemple de représentation graphique des résultats de volume et de vitesse de sédimentation.....	36
3. Atouts et limites de notre méthode.....	38
3.1. A l'échelle du continent.	38
3.2. La résolution temporelle.	38
3.3. Les incertitudes.	39
Article intitulé "Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continent margin : a new applied to the Namibia-South Africa Margin." soumis à Basin Research.41	
Chapitre 3 : Histoire géologique des bassins de la marge ouest-africaine	73
Introduction : Présentation de l'océan Atlantique.....	73
1.Physiographie actuelle de l'océan Atlantique	73
2. Evolution cinématique de l'océan Atlantique	77
2.1. Généralités sur l'ouverture d'un océan	77
2.1.1 Datation du rifting.....	77
2.1.2 Datation de la fin du rifting.....	77
2.1.3 Les modèles cinématiques.....	78

2.2. L'ouverture de l'océan Atlantique	78
2.2.1 Atlantique Central	80
2.2.2 Atlantique Equatorial	87
2.2.3 Atlantique Sud	95
Partie 1 : Marge atlantique du Maroc.....	107
1. Evolution géodynamique.....	107
1.1 Le stade pré-rift.....	107
1.2 Le stade rift	108
1.3 Le stade post-rift	108
2. Géologie régionale des sous-bassins	109
2.1 Le segment de Tanger à Rabat : le bassin de Rharrb-Mamora	110
2.2 Le segment de Rabat à Safi : le bassin de Doukkala	111
2.3 Le segment d'Essaouira à Agadir : le bassin d'Essaouira-Agadir.....	112
2.4 Le segment de Tiznit au Cap Boujdour : le bassin de Tarfaya-Laâyoune.....	114
2.5 Le segment du Cap Boujdour à la faille de Zemmour : le bassin de Dakhla	115
Partie 2 : Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry	119
1. Evolution géodynamique.....	119
1.1 Le stade pré-rift.....	119
1.2 Le stade rift	119
1.3 Le stade post-rift	120
2. Géologie régionale des sous-bassins	121
2.1 Le segment de Nouâdhibou au Cap Vert (Saint Louis) : le bassin de Mauritanie.....	121
2.2 Le segment du Cap Vert à Banjul : le bassin du Sénégal	123
2.3 Le segment de Banjul à la zone de fracture de Guinée : le bassin de Gambie-Casamance-Guinée Bissau-Guinée Conakry	125
2.4 Le segment de la zone de fracture de Guinée à celle de Saint Paul : bassin du Sierra Leone-Libéria	127
Partie 3 : Marge Nord du Golfe de Guinée	131
1. Evolution géodynamique.....	131
1.1 Le stade pré-rift du Protérozoïque Supérieur au Trias.	131
1.2 Les conséquences du rifting de l'Atlantique du Trias Supérieur au Crétacé.....	132
1.3 Le stade transformant intracontinental du Berriasien Supérieur à l'Albien Supérieur (Basile <i>et al.</i> , 2005) / au Cénomani (Clift <i>et al.</i> , 1997) (Figures 3.intro.10A et B).....	132
1.4 Le stade de marge transformante active (continent-océan) de la fin de l'Albien Supérieur (Basile <i>et al.</i> , 2005) / du Cénomani (Clift <i>et al.</i> , 2007) au Santonien Supérieur (Figure 3.intro.10C).....	133
1.5 Le stade de marge transformante passive du Santonien Supérieur à l'actuel. (Figure 3.intro.10D)....	133
2. Géologie régionale des sous-bassins	134
2.1 Le segment du Cap Palmas au haut-fond d'Adiaron : marge de San Pedro	134
2.2 Le segment de la zone de fracture de Saint Paul à celle de la Romanche : la marge d'Abidjan, le bassin profond ivoirien et la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana	136
2.3 Le segment d'Accra à la zone de fracture de Chain : les bassins côtiers du Ghana-Togo-Bénin.....	138
2.4 Le segment de la zone de fracture Chain à l'alignement volcanique du Cameroun : le bassin du Nigéria	139
Partie 4 : Marge Sud du Golfe de Guinée	143
1. Evolution géodynamique.....	144
1.1 Le stade pré-rift.....	144
1.2 Le stade rift	144
1.3 Le stade post-rift pré-salifère et salifère.....	145
1.4 Le stade post-rift post-salifère.....	145
2. Géologie régionale des sous-bassins	145
2.1 Le segment du Mont Cameroun au Sud de la Guinée Equatoriale : les bassins de Douala, de Kribi- Campo et de Rio-Muni.....	146
2.2 Le segment du Nord au Sud du Gabon : le bassin du Gabon.....	147
2.3 Le segment du Nord au Sud du Congo : le bassin de Cabinda/Bas-Congo	148
2.4 Le segment du Nord au Sud de l'Angola : le bassin de la Kwanza, de Benguela et de Moçamedes. ..	150

Partie 5 : Marge Namibie-Afrique du Sud.....	153
1. Evolution géodynamique.....	153
1.1 Le stade pré-rift.....	153
1.2 Le stade rift.....	153
1.3 Le stade post-rift.....	154
2. Géologie régionale des sous-bassins.....	156
2.1 Le segment de la ride de Walvis à l'Arche de Kudu : les bassins de Walvis et de Luderitz.....	156
2.2 Le segment de l'Arche de Kudu à la zone de fracture d'Aghulas : la bassin de l'Orange.....	157
Chapitre 4 : Résultats–Mesure du flux terrigène sur les coupes et les cinq segments de marge	163
Partie 1 : Marge atlantique du Maroc.....	167
1. Les coupes extrapolées.....	167
1.1 _Mazagan.....	167
1.2 _Doukkala Nord.....	168
1.3 _Doukkala Sud.....	172
1.4 _Essaouira.....	174
1.5 _Tarfaya.....	176
1.6 _Cap Boujdour Nord.....	178
1.7 _Cap Boujdour Sud.....	180
1.8 _Dakhla Nord et 1.9 _Dakhla Nord.....	182
2. La surface de sédimentation au cours du Mésocénozoïque.....	186
Partie 2 : Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry.....	189
1. Les coupes extrapolées.....	189
2.1 _Mauritanie Nord.....	189
2.2 _Mauritanie Sud.....	190
2.3 _Sénégal Nord.....	192
2.4 _Sénégal Sud.....	196
2.5 _Guinée Bissau Nord.....	198
2.6 _Guinée Bissau Sud.....	200
Le segment de la zone de fracture de Guinée à celle de Saint Paul : le bassin du Sierra Leone-Libéria.....	200
2. La surface de sédimentation au cours du Mésocénozoïque.....	204
Partie 3 : Marge Nord du Golfe de Guinée.....	207
1. Les coupes extrapolées.....	207
3.1 _Côte d'Ivoire Ouest.....	207
3.2 _Côte d'Ivoire.....	210
3.3 _Côte d'Ivoire Est.....	212
3.4 _Ghana.....	214
3.5 _Togo.....	216
3.6 _Bénin.....	218
3.7 _Nigéria.....	220
3.8 _Bénoué.....	222
2. La surface de sédimentation au cours du Mésocénozoïque.....	226
Partie 4 : Marge Sud du Golfe de Guinée.....	229
1. Les coupes extrapolées.....	229
4.1 _Guinée Equatoriale.....	230
4.2 _Gabon.....	232
4.3 _Congo.....	234
4.4 _Angola A.....	236
4.5 _Angola A-B.....	238
4.6 _Angola B.....	240
4.7 _Angola B-C.....	242
4.8 _Angola C.....	244
4.9 _Angola D.....	246
Le bassin de Moçamedes au Sud de l'Angola.....	248

2. La surface de sédimentation au cours du Méso-Cénozoïque	250
Partie 5 : Marge Namibie-Afrique du Sud.....	255
1. Les coupes extrapolées.....	255
5.1_Namibie A.....	255
5.2_Namibie B.....	256
5.3_Namibie C.....	260
5.4_Orange 1.....	262
5.5_Orange 2.....	266
2. La surface de sédimentation au cours du Méso-Cénozoïque	268
Chapitre 5. Discussion – Interprétation : Les volumes sédimentaires de la marge ouest-africaine au Méso-Cénozoïque	273
1. Les différents segments de la marge ouest-africaine.....	273
1.1 Marge atlantique du Maroc (Figure 5.1)	273
1.1.1 Résultats.....	273
1.1.2 Discussion – interprétation.	273
1.2 Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry (Figure 5.2)	274
1.2.1 Résultats.....	274
1.2.2 Discussion – interprétation.	276
1.3 Marge Nord du Golfe de Guinée (Figure 5.3).....	278
1.3.1 Résultats.....	278
1.3.2 Discussion – interprétation.	278
1.4 Marge Sud du Golfe de Guinée (Figure 5.4).....	280
1.4.1 Résultats.....	280
1.4.2 Discussion – interprétation.	282
1.5 Marge Namibie-Afrique du Sud (Figure 5.5).....	282
1.5.1 Résultats.....	282
1.5.2 Discussion – interprétation.	284
2. Comparaison entre les différents segments de marge.	292
3. Evolution globale de la marge ouest-africaine.	293
Conclusions Générales	297
1. La méthode de mesure des flux sédimentaires développée.....	297
2. Contrôle tectonique ou climatique des flux terrigènes sur la marge ouest-africaine.....	298
3. Evolution globale du flux terrigène sur la marge ouest-africaine.....	298
4. Perspectives.....	299
Annexes	301
Annexe 1.1 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – Ruellan (1985).....	301
Annexe 1.2 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – Davison (2005).....	301
Annexe 1.3 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – Hafid <i>et al.</i> (2007).....	301
Annexe 1.4 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – Hafid <i>et al.</i> (2007).....	302
Annexe 1.5 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – Davison (2005).....	302
Annexe 1.6 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – El Khatib <i>et al.</i> (1995).....	303
Annexe 1.7 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – Heyman (1989).....	303
Annexes 1.8 et 1.9 : Carte de localisation des coupes de Labails (2007).....	303
Annexes 1.8 et 1.9 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc – Labails (2007)	304
Annexe 2.1 : Coupes de la marge Mauritanie-Sénégal-G.Bissau-G.Conakry – Wissmann (1982)	305
Annexe 2.2 : Coupes de la marge Mauritanie-Sénégal-G.Bissau-Conakry – Villeneuve (1991) ...	305
Annexes 2.3 et 2.4 : Coupes de la marge MSGBC – Guiraud (1987).....	306

Annexe 2.5 : Coupes de la marge Mauritanie-Sénégal-G.Bissau-G.Conakry – Bungener (1995) .	306
Annexe 2.6 : Coupes de la marge Mauritanie-Sénégal-G.Bissau-G.Conakry – Stoeklin (1987)....	307
Annexe 3 : Chronostratigraphie des coupes de McGregor <i>et al.</i> (2003)	307
Annexe 3.1 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – McGregor <i>et al.</i> (2003)	308
Annexe 3.2 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – de Caprona (1992)	308
Annexe 3.2 : Carte de localisation de la coupe de Caprona (1992)	309
Annexe 3.3 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – McGregor <i>et al.</i> (2003)	309
Annexe 3.4 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – McGregor <i>et al.</i> (2003)	309
Annexe 3.5 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – McGregor <i>et al.</i> (2003)	310
Annexe 3.6 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – McGregor <i>et al.</i> (2003)	310
Annexe 3.7 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – Haack <i>et al.</i> (2000).....	311
Annexe 3.8 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée – Benkhelil (1989)	311
Annexe 4.1 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Turner (1995).....	312
Annexe 4.2 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Mbina <i>et al.</i> (2003)	312
Annexe 4.3 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Séranne & Anka (2005)	312
Annexe 4.4 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Marton <i>et al.</i> (2000).....	313
Annexe 4.5 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Lavier (2001)	314
Annexe 4.6 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Marton <i>et al.</i> (2000).....	314
Annexe 4.7 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Hudec <i>et al.</i> (2004)	315
Annexe 4.8 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Marton <i>et al.</i> (2000).....	316
Annexe 4.9 : Les coupes de la marge Sud du Golfe de Guinée – Marton <i>et al.</i> (2000).....	316
Annexes 5.1, 5.2 et 5.3 : Coupes de la marge Namibie-Afrique du Sud – Aizawa <i>et al.</i> (2000)	317
Annexe 5.4 : Les coupes de la marge Namibie-Afrique du Sud – Séranne & Anka (2005)	318
Annexes 5.4 et 5.5 : Les coupes de la marge Namibie-Afrique du Sud – Brown <i>et al.</i> (1995)	318
Annexe 6 : Conversion d’une coupe de TWT en km à l’aide de DepthCon 2000.	319
Annexe 7 : Schéma de A) la définition d’une isobathe et de B) sa création dans un géomodeleur.	320
Annexe 8 : Carte isobathe du socle de l’Afrique d’après Emery et Uchupi (1984).	320
Annexe 9 : Carte isobathe du socle de l’Afrique d’après EXXON (1985).	321
Annexe 10 : Script d’un système de projection longitude-latitude en utm utilisé dans Gocad	322
Annexe 11 : Carte de l’étendue décrite par les résultats ou par les coupes de la bibliographie.	323
Annexe 12 : Charte stratigraphique du bassin d’Essaouira-Agadir (d’après Davison, 2005).	324
Annexe 13 : Résultats – aires et taux de sédimentation des coupes extrapolées de la partie 1.	326
Annexe 13 : Résultats – aires et taux de sédimentation des coupes extrapolées de la partie 2.	329
Annexe 13 : Résultats – aires et taux de sédimentation des coupes extrapolées de la partie 3.	331
Annexe 13 : Résultats – aires et taux de sédimentation des coupes extrapolées de la partie 4.	334
Annexe 13 : Résultats – aires et taux de sédimentation des coupes extrapolées de la partie 5.	337
Annexe 14 : Le prorata de la durée lors de la construction des surfaces de sédimentation.	340
Annexe 15 : Tableau répertoriant le volume et la vitesse de sédimentation des cinq segments de marge et sur l’intégralité de la marge ouest-africaine au cours du Méso-Cénozoïque avec un pas de temps de 5 Ma.	342
Références bibliographiques	346

Introduction

1. Problématique.

A l'échelle des temps géologiques (de plusieurs millions d'années ou dizaines de millions d'années), les produits de l'érosion continentale sont préservés à l'intérieur des continents dans des bassins intra-continentaux et en périphérie des continents dans les bassins de marges passives sous forme de sédiments terrigènes ou silicoclastiques. Les sédiments préservés dans ces bassins enregistrent ainsi les variations du relief du continent. Or, ces variations sont contrôlées par deux paramètres :

- la déformation de la lithosphère (facteur prépondérant de la création des reliefs ; e.g. Selby, 1985 ; Duff, 1993 ; Moore, 1999), et
- le climat (les changements de précipitations induisent une variation de l'érosion de l'aire drainée amont au bassin et affectent donc les apports sédimentaires dans ce dernier ; e.g. Bonnet et Crave, 2003).

Un des principaux débats en Sciences de la Terre Externe concerne l'importance relative de la tectonique et du climat dans l'érosion des reliefs et donc dans les flux sédimentaires terrigènes préservés dans les bassins avals. Ce débat a jusqu'à présent été conduit principalement sur les chaînes de montagne au travers d'études des formes du relief. Peu concernent les domaines non orogéniques, comme les rifts ou les grands plateaux terrestres. De plus, le flux sédimentaire terrigène résultant de l'érosion a surtout été considéré au travers de traceurs géochimiques et peu au travers de volumes de sédiments. Quelques exceptions doivent être notées comme les travaux de Métivier (Métivier *et al.*, 1999) ou de Clift (Clift *et al.*, 2001 ; Clift *et al.*, 2002).

Une des raisons de la non considération des flux sédimentaires terrigènes dans le débat tectonique/climat du contrôle du relief de la Terre, réside dans la difficulté de mesurer des volumes sédimentaires.

Les rares données disponibles d'estimation des volumes globaux de sédiments terrigènes (Hay, 1988a) montrent une augmentation du flux terrigène mondial durant le Cénozoïque, avec une accélération à la fin du Pliocène. Ce processus (Molnar, 2004) serait climatique.

2. Objectifs.

L'objectif de cette thèse est tout d'abord de développer une méthode de mesure de flux à l'échelle d'une marge continentale en utilisant des informations de coupes géologiques sériees. Dans un deuxième temps, à l'échelle de la marge d'un continent ne présentant pas de chaînes de montagne, donc globalement en régime extensif, nous souhaitons discuter l'origine tectonique ou climatique du flux terrigène mesuré, et ce sur des échelles de temps de l'ordre de la centaine de millions d'années. Puis nous testerons la réalité de l'accélération exponentielle des flux terrigènes durant le Cénozoïque, telle que défendue par Hay (2002) et Molnar (2004).

3. Pourquoi l'Afrique ?

Nous avons choisi de travailler sur la marge atlantique du continent africain du Trias à l'Actuel, et ce pour trois raisons :

Le continent africain présente plusieurs des caractéristiques nécessaires à ce projet :

- L'activité tectonique est essentiellement :
 - en extension au niveau des rifts puis des marges passives,
 - de très grande longueur d'onde (de plusieurs milliers de km) au niveau des plateaux (contrôle mantellique),
 - très peu en compression, en dehors de la chaîne d'Afrique du Nord (Maghreb) depuis l'Eocène Moyen.
- Le continent africain étant presque entièrement bordé de marges passives, les produits de l'érosion du continent africain ont pu y être préservés (ainsi que dans les bassins intracratoniques).
- Une importante base de données est disponible : données sismiques, calage stratigraphique et sédimentologique, contexte géologique, structures, dénudation des bassins versants amonts, etc...

Chapitre 1 :
Les flux sédimentaires -
Méthodes de mesure et facteurs de contrôle

1. Définition et facteurs de contrôle du flux sédimentaire.

La notion de flux sédimentaire est finalement assez complexe et s'inscrit implicitement dans un référentiel temporel et spatial.

Pour le géomorphologue, le flux sédimentaire Q_s , souvent exprimé en mm/an, est quantifié au débouché des rivières des systèmes actuels et correspond à un volume de sédiments érodés par unité de temps.

Pour le géologue de bassin sédimentaire qui utilise les concepts de stratigraphie séquentielle et décrit les architectures stratigraphiques du bassin sédimentaire à l'aide du ratio A/S, le flux sédimentaire S est une notion locale qu'il compare à une accommodation A locale. Or la sédimentation se produisant dans un bassin sédimentaire de marge passive est constituée de deux composantes :

- les apports terrigènes (ou siliciclastiques) qui proviennent du continent et sont donc externes au bassin, et
- les sédiments produits in situ carbonates, évaporites, matière organique, glauconie, phosphates, etc ...

Dans cette thèse, le flux sédimentaire sera considéré comme un volume de sédiments déposés dans le bassin sédimentaire par unité de temps, équivalent à un volume de roches érodées et/ou de sédiments déjà déposés dans le bassin versant par unité de temps. Cette vision unificatrice entre le monde de la sédimentologie et celui de la géomorphologie a déjà fait ses preuves, comme par exemple dans le golfe de Corinthe (Collier *et al.*, 2000).

Le taux de sédimentation (*sedimentation rate*), souvent exprimé en m/Ma, est une épaisseur nette de sédiments préservée par unité de temps.

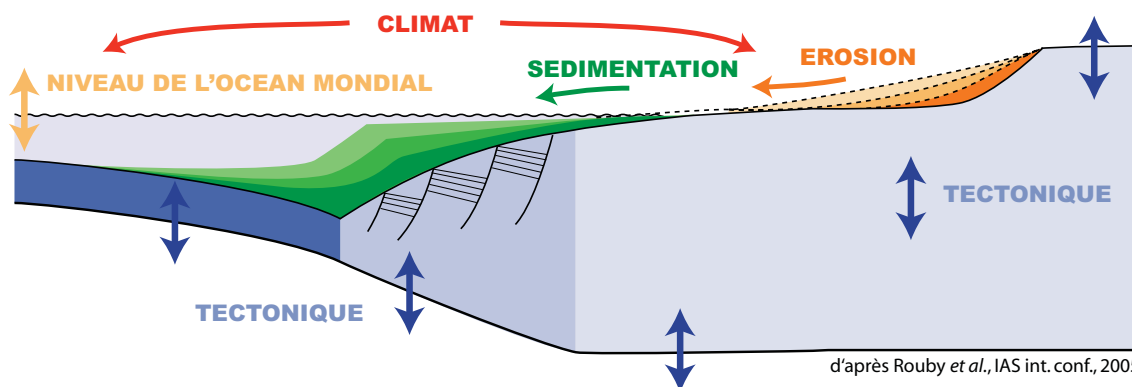


Figure 1.1 : Profil schématique d'une marge passive illustrant l'influence de la tectonique et du climat sur le flux sédimentaire.

La masse des apports terrigènes arrivant dans un bassin sédimentaire ou sur une marge dépend directement du bilan érosion-sédimentation établi le long du profil de dépôt du bassin étudié. Ce bilan est lui-même fonction, d'une part du contexte tectonique régnant et d'autre part, du climat contemporain aux dépôts (Figure 1.1) :

Le contexte tectonique contrôle la topographie du continent. En effet, lorsqu'une déformation crustale surélève régionalement des terrains, la capacité d'érosion des rivières et des glaciers, les deux principaux agents de l'érosion augmente : l'érosion est en effet d'autant plus intense que les reliefs sont importants et les pentes fortes.

Le climat contrôle de deux façons l'érosion continentale :

- Le climat contrôle la distribution temporelle et l'abondance des agents érosifs comme les rivières et les glaciers ainsi que la densité et le type de végétation qui protège la surface de la Terre de l'érosion. Ainsi, de fortes chaleur et pluviosité favorisent l'altération des substrats.
- Le climat est également contrôlé à l'échelle mondiale par les paramètres orbitaux de la Terre et influence le niveau de l'océan mondial. L'incision et l'érosion fluviales sont d'autant plus efficaces que le niveau de la mer est bas vis à vis du cours des rivières.

Au final, une augmentation de flux sédimentaire terrigène, par exemple, peut être due aussi bien à une surrection, à un changement climatique ou un changement de l'aire de drainage.

Les paramètres de contrôle du flux sédimentaire sont donc très nombreux (taux de surrection, lithologie des reliefs, fracturation, pente, précipitations, température, couverture des glaces, végétation, activités anthropiques, etc...) mais peuvent être regroupés en deux principaux facteurs : la tectonique et le climat.

La quantification des flux sédimentaires peut être appréhendée à travers l'étude des systèmes sédimentaires actuels ou du remplissage des bassins sédimentaires.

2. Mesure du flux sédimentaire dans les systèmes actuels.

2.1 L'étude des systèmes actuels.

L'étude des bassins versants et des rivières actuelles permet de comprendre les processus à court terme (1 à 100 ans). Ainsi, le flux sédimentaire transporté par les rivières contribue à environ 90 % au flux total entrant dans les océans, les glaciers et les icebergs à environ 7 %, le vent à environ 2 % et l'érosion côtière à environ 1 % (Syvitski, 2003).

La charge transportée par l'écoulement (*load*) se mesure en tonne par an (t/yr). Elle est principalement constituée de charges en suspension (*suspended-load*) (environ 72 %), mais également de charges de fond (*bedload*) (environ 8 %) et de charges dissoutes (*dissolved-load*) (environ 20 %) (pourcentages d'après Syvitski, 2003). Si la charge de l'écoulement est connue, le taux de dénudation (mm/yr) c'est-à-dire le taux d'érosion moyen du bassin versant rapporté à sa superficie peut être déduit.

L'étude des systèmes actuels permet ainsi de qualifier et de quantifier le comportement du flux sédimentaire à forte résolution temporelle et à différentes échelles d'espace. Cependant cette approche se confronte à trois problèmes majeurs :

- l'échantillonnage peut biaiser la représentativité des mesures à la fois sur la proportion hétérogène de la charge de fond échantillonnée, sur le temps et dans l'espace (stockage de sédiment, influence anthropique (barrage), non représentativité de la section étudiée, calendrier d'échantillonnage, difficulté de mesurer les charges de fond...).
- les mesures journalières, annuelles voir étalées sur une dizaine d'années à de plus longues périodes de temps sont difficiles à extrapoler. A ce problème se greffe celui de l'existence d'événements extrêmes comme, par exemple, celui à l'origine de l'essentiel du flux sédimentaire de la Rivière Orange au cours d'un centenaire.

- selon la taille du bassin versant, les processus d'érosion dominants (érosion en nappe, ruisseau, ravinement, chenal, processus géomorphiques) changent. De plus, le taux de productivité sédimentaire du bassin versant (*yield*, en t/km²/yr) change en fonction de la taille du bassin versant : il atteint un maximum par rapport à cette taille avant de décroître (e.g. Osterkamp et Toy, 1997).

2.2 Modèle «BQART» (Syvitski et Milliman, 2007).

En 2007, Syvitski et Milliman ont testé leur modèle «BQART» sur une base de données (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Mulder et Syvitski, 1996 ; Meybeck *et al.*, 2003 ; Walling et Fang, 2003 ; Syvitski *et al.*, 2005 et Milliman et Farnsworth, forthcoming) constituée de 488 rivières, couvrant géographiquement 63% de la surface terrestre mondiale, afin de tester l'influence de différents paramètres sur l'apport sédimentaire des réseaux hydriques au niveau des côtes. Leurs résultats expliquent 96% des variations à long terme (± 30 ans) des charges transportées par les rivières. Ces variations de flux sont dues à hauteur de :

- 65% à des paramètres géologiques tels que l'aire du bassin, le relief, la lithologie, l'érosion glaciaire,
- 14 % à des facteurs climatiques (précipitation et température),
- 16 % à des facteurs anthropiques et
- 1 % à des facteurs glaciologiques.

Le flux sédimentaire dans les systèmes actuels est ainsi largement étudié, mesuré et modélisé. Cependant, ces méthodes ne peuvent être adaptées pour étudier les flux anciens.

3. Mesure du flux sédimentaire dans les bassins sédimentaires.

La nature et le volume des sédiments qui se déposent au fur et à mesure du développement d'une marge passive évolue au cours des temps géologiques. Une partie de ces sédiments, les sédiments terrigènes ou silicoclastiques, sont les produits de l'érosion continentale qui ont été transportés par le réseau hydrique jusqu'à la côte et se sont déposés dans les marges passives.

L'étude stratigraphique du remplissage de tous types de bassins sédimentaires permet de dresser des bilans volumétriques par unité de temps. Les flux sédimentaires sont ainsi quantifiés à différents pas de temps depuis l'échelle du corps sédimentaire à l'échelle du bassin sédimentaire (e.g. Davies *et al.*, 1977 ; Hay *et al.*, 1988a ; Poag et Sevon, 1989 ; Ibbeken et Schleyer, 1991 ; Pazzaglia et Brandon, 1996 ; Métivier *et al.*, 1998 ; Collier *et al.*, 2000 ; Clift *et al.*, 2001, 2002 ; Leturmy *et al.*, 2003 ; Walford et White, 2005 ; Rouby *et al.*, 2009).

Une étude stratigraphique a pour objectif d'obtenir une vision complète du système sédimentaire dans l'espace et le temps. Cependant, des données représentatives et de qualité sont nécessaires afin d'avoir des datations précises et de connaître la composition lithologique et les taux de porosité à appliquer aux volumes préservés pour obtenir des volumes terrigènes. De plus, comment quantifier le volume de sédiments qui, une fois déposés, ont été érodés, remaniés puis redéposés ?

4. Le flux sédimentaire du Jurassique à l'Actuel.

4.1 Evolution de la masse des sédiments terrigènes déposés dans les océans.

Remarque : Le volume de sédiments en km^3 est relié à la masse des sédiments (en g) par leur densité (en g.cm^{-3}).

Afin d'obtenir l'évolution de la masse totale des sédiments déposés dans les océans depuis 180 Ma par pas de temps de 5 Ma, Hay *et al.* (1988a) multiplie l'étendue des fonds marins à la moitié de l'intervalle de temps considéré (en 10^{16} cm^2 ; données de Scalter *et al.*, 1980) par le taux d'accumulation moyen des sédiments (en g.cm^{-2}) déterminé grâce aux données DSDP pour l'intervalle de temps considéré (charte stratigraphique utilisée : Berggren *et al.* (1985a) et Berggren *et al.* 1985b).

En additionnant la masse des sédiments déposés dans chaque intervalle de temps, Hay *et al.* (1988a) estiment ainsi que 262.10^{21} g de sédiments se sont déposés dans les océans depuis 180 Ma, dont environ 122.10^{21} g sont terrigènes. En effet, les sédiments qui se déposent sur les fonds marins sont de trois natures différentes : les sédiments pélagiques (carbonate de calcium, silice opale et argile rouge), les sédiments volcagéniques et les sédiments terrigènes.

En prenant en compte la nature des sédiments, l'évolution de la masse de sédiments terrigènes déposés dans les océans est finalement déterminée depuis 85 Ma à l'échelle mondiale (Hay *et al.*, 1988a ; Figure 1.2 d'après Zhang *et al.*, 2001).

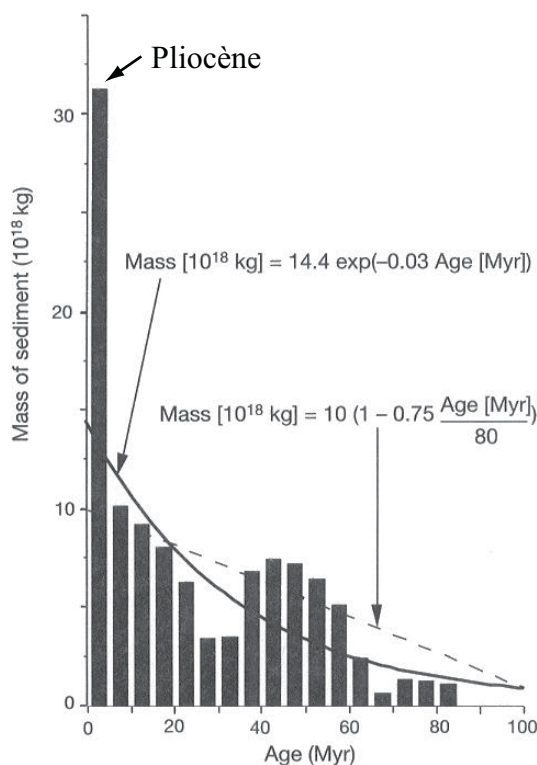


Figure 1.2 : Masse de sédiments terrigènes déposés dans les océans depuis 85 Ma à l'échelle mondiale (données de Hay *et al.*, 1988a). Les données peuvent être approximées par une courbe exponentielle en continu. L'application de la fonction linéaire entre âge et aire de la croûte océanique pour un taux constant (Parsons, 1982) donne la courbe en pointillés. Non seulement la masse de sédiments augmente brutalement depuis ~5 Ma mais elle est deux fois plus importante que le prévoit l'application d'un taux constant (Figure de Zhang *et al.*, 2001).

La masse des sédiments terrigènes augmente entre 85 et 35 Ma d'environ 1.10^{21} g à 7.10^{21} g, stagne entre 35 et 25 Ma à seulement $3,4.10^{21}$ g, puis augmente exponentiellement depuis 25 Ma de 6.10^{21} g à 31.10^{21} g. Hay *et al.*, (1988a) mettent ainsi en lumière une augmentation du taux de sédimentation terrigène au cours des 5 derniers Ma qui excède de deux fois l'augmentation observée pour les intervalles de temps de 5 Ma précédents. Zhang *et al.* (2001) soulignent de même l'augmentation du taux de sédimentation et de la taille des grains depuis 2 à 4 Ma. Molnar (2004) précise que cette augmentation s'effectue à la fois sur et autour des continents mais pas partout.

Cependant, une fois le flux sédimentaire quantifié au cours du temps, comment expliquer son évolution ? Quels sont les facteurs intervenant dans cette évolution ? Ces deux questions sont particulièrement débattues pour la fin du Cénozoïque.

4.2 Débat tectonique/climat pour la fin du Cénozoïque.

- Evolution de la tectonique à la fin du Cénozoïque :

Quant à la tectonique, la plupart des chaînes de montagne mondiales semblent subir une surrection au Néogène. Cependant, les arguments géologiques d'une surrection générale à travers le monde sont ambigus (Molnar et England, 1990 ; Hay *et al.*, 2002).

- Evolution du climat à la fin du Cénozoïque :

Les rapports isotopiques de l'oxygène de foraminifères benthiques, interprétés en terme de température des eaux de surface indiquent un refroidissement dans les hautes latitudes depuis environ 15 Ma (Slavin, 1977 ; Douglas et Woodruff, 1981 ; Slavin, 1982 ; Moore *et al.*, 1982 ; Miller *et al.*, 1987). Ce refroidissement s'exprime en outre par l'accumulation de glace en Antarctique.

Plusieurs hypothèses ont été formulées pour expliquer l'importante augmentation du flux de la fin du Cénozoïque :

(1) le changement climatique de la fin du Cénozoïque est directement ou indirectement le résultat de surrections tectoniques (résumé dans Ruddiman *et al.*, 1997).

(2) le changement climatique a causé le changement des processus d'érosion de manière à simuler une surrection (résumé dans Molnar et England, 1990 ; Zhang, 2001). En 2004, Molnar formule la question sous-jacente à cette hypothèse : comment un changement climatique peut affecter le taux d'érosion ? Les explications possibles sont entre autres un approfondissement du niveau de la mer entraînant l'érosion des plate-formes continentales ou une augmentation de la glaciation expliquant en partie l'augmentation du taux de sédimentation mais pas partout.

(3) la propagation de plantes à C⁴ au Miocène Supérieur a changé à la fois le système d'érosion et le système climatique et ces changements expliqueraient l'apparente contradiction entre les données suggérant une surrection et celles suggérant la préexistence de hauts sommets (Hay *et al.*, 2002).

Cette discussion sera reprise dans le chapitre 5 de cette thèse au regard des résultats obtenus pour l'évolution du flux sédimentaire au niveau de la marge ouest-africaine à la fin du Cénozoïque.

5. Conclusion.

Les principaux facteurs de contrôle du flux sédimentaire sont la tectonique (surrection), le climat et l'érosion et ils interagissent entre eux. A grande échelle de temps ou à l'échelle du continent, l'impact de ces différents facteurs de contrôle est difficile à identifier. Focalisée sur la marge ouest-africaine, cette thèse s'intéressera à discuter des causes des variations du flux terrigène qui auront été mesurées au cours du temps.

L'approche de notre méthode consiste à intégrer des données bibliographiques, préalablement homogénéisées, sur l'intégralité de la marge étudiée afin d'obtenir le modèle 3D détaillé du remplissage sédimentaire nécessaire à la quantification des flux anciens, tout en prenant en compte les incertitudes.

Cette thèse s'inscrit dans l'ANR TOPOAFRICA dont le principal objectif est la compréhension et la quantification de l'évolution de la topographie à grande longueur d'onde (1000 km) de l'Afrique au cours des derniers 250 Ma. Ce projet synthétise une importante base de données sous la forme :

- de reconstructions paléogéographiques indiquant par exemple la géométrie et la géomorphologie des bassins versants ;
- de cartes de paléo-précipitation ;
- d'estimations des flux sédimentaires terrigènes (cette thèse) ;
- de nouvelles données thermochronologiques.

Afin de quantifier les topographies passées du continent africain, ces données géologiques sont restaurées par un modèle numérique de production de sédiments et de transport à l'échelle du continent développé à Géosciences Rennes nommé TOPOSED (Simoes *et al.*, *in prep.* ; Braun *et al.*, 2009). Les sorties de ce modèle numérique sont des volumes de sédiments qui arrivent en bordure du continent : les flux anciens terrigènes quantifiés dans ce travail serviront ainsi de test de sortie et donc de paramètres de contrainte.

Chapitre 2 : Méthodologie

Quantifier les flux sédimentaires avec une résolution temporelle de l'ordre du million d'années ou de plusieurs millions d'années, demande une excellente connaissance de l'architecture stratigraphique des marges qui bordent le continent. Une base de données constituée de coupes régionales, de cartes isopaques, de puits, de chartes, etc... disponibles dans la littérature doit tout d'abord être constituée. Plusieurs étapes d'analyse et de traitement de ces données sont nécessaires pour arriver à quantifier les volumes et les vitesses de sédimentation à l'échelle du continent au cours du Méso-Cénozoïque. Ce chapitre a pour but de présenter, ces différentes étapes en soulignant les difficultés rencontrées à chaque étape et en indiquant comment les incertitudes peuvent être quantifiées.

1. Des données de la bibliographie aux coupes extrapolées.

Les coupes de la bibliographie sont les seules données avec les puits et les forages à atteindre une résolution temporelle de 1Ma à x1Ma. Cependant ces données ne décrivent généralement que la partie la plus proche du littoral du prisme sédimentaire. Afin de connaître le flux sédimentaire dans son intégralité, la première étape de notre méthode consiste à extrapoler ces coupes vers le large à l'aide de données complémentaires (cartes isopaques, cartes géologiques, puits....).

1.1 Les 37 coupes de la bibliographie.

Notre base de données est constituée de 37 coupes (Figures 2.1 et 3.intro.17) provenant d'études publiées dans la littérature internationale et donc publiques, coupes situées le long de la côte Ouest de l'Afrique, que nous avons découpée en 5 segments de marge (Annexes 1 à 5). Les coupes ont été choisies perpendiculairement à la côte pour mieux rendre compte du remplissage des marges. Cependant, la qualité des données, plus ou moins récentes, sont graphiquement et qualitativement disparates :

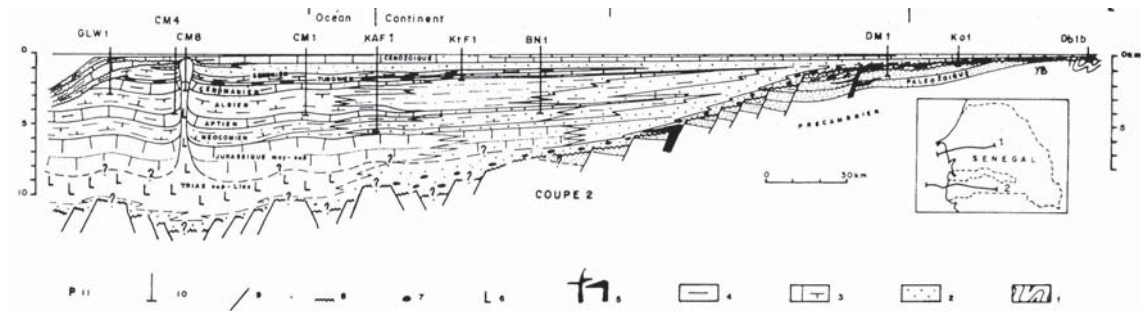
- Hétérogénéité dans le découpage stratigraphique :
 - le nombre de marqueurs stratigraphiques est variable et parfois peu élevé.
 - les marqueurs sont datés par les auteurs à l'aide de la charte stratigraphique utilisée lors de la publication et par des méthodes généralement non indiquées.
 - le socle n'est pas toujours atteint.
- Hétérogénéité des échelles horizontales et verticales.
- Conversion en profondeur non réalisée par l'auteur :
 - l'axe des ordonnées correspond alors au temps parcouru par les ondes aller-retour en seconde TWT.
- Hétérogénéité dans la qualité des informations données par l'habillage :
 - lithologie (roches carbonatées, roches salifères, roches volcaniques),
 - couches datées ou non,
 - structures tectoniques,
 - présence ou non de puits...

L'ensemble des coupes doit donc être repensées avec une même charte graphique (profondeur, couleur, âge,...) et un même découpage stratigraphique basé sur la charte stratigraphique de Gradstein *et al.* (2004).

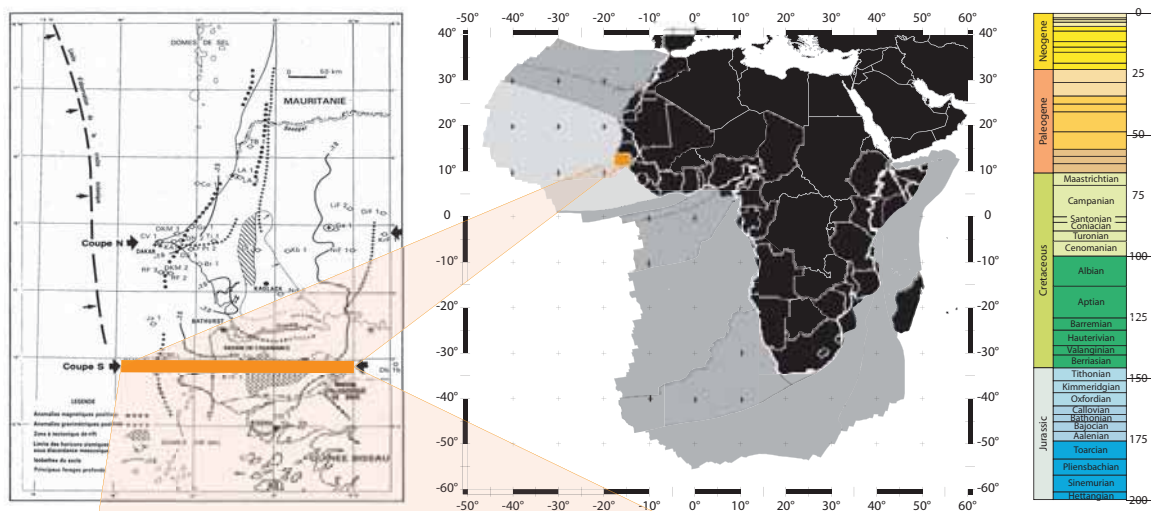
	Noms des coupes	Bibliographie	coupe extrapolée	coupe de la bibliographie	
1. Marge atlantique du Maroc	1.1 Mazagan	Ruellan, 1985	560,13 km	403,83 km	
	1.2 Doukkala Nord	Davison, 2005	565,65 km	102,08 km	TWT
	1.3 Doukkala Sud	Hafid <i>et al.</i> , 2007	477,82 km	172,01 km	TWT
	1.4 Essaouira	Hafid <i>et al.</i> , 2007	1704,23 km	253,78 km	TWT
	1.5 Tarfaya	Davison, 2005	1412,92 km	293,52 km	
	1.6 Cap Boujdour Nord	ElKhatib <i>et al.</i> , 1995	1430,80 km	180,44 km	
	1.7 Cap Boujdour Sud	Heyman, 1989	1357,93 km	346,04 km	
	1.8 Dakhla Nord	Labails, 2007	612,82 km	612,82 km	
	1.9 Dakhla Sud	Labails, 2007	440,66 km	440,66 km	
2. Marge MSGBC	2.1 Mauritanie Nord	Wissmann, 1982	1718,92 km	88,34 km	
	2.2 Mauritanie Sud	Villeneuve <i>et al.</i> , 1991	1940,76 km	212,04 km	
	2.3 Sénégal Nord	Guiraud, 1987	1895,51 km	368,81 km	
	2.4 Sénégal Sud	Guiraud, 1987	1855,58 km	388,11 km	
	2.5 Guinée Bissau Nord	Bungener, 1995b	584,25 km	179,57 km	
	2.6 Guinée Bissau Sud	Stoeklin, 1987	1437,14 km	319,45 km	
3. Marge Nord du Golfe de Guinée	3.1 Côte d'Ivoire Ouest	McGregor, 2003	835,03 km	55,95 km	
	3.2 Côte d'Ivoire	Caprona, 1992	837,71 km	48,49 km	
	3.3 Côte d'Ivoire Est	McGregor <i>et al.</i> , 2003	887,56 km	56,26 km	
	3.4 Ghana	McGregor <i>et al.</i> , 2003	996,17 km	55,75 km	
	3.5 Togo	McGregor <i>et al.</i> , 2003	987,98 km	52,84 km	
	3.6 Benin	McGregor <i>et al.</i> , 2003	1026,81 km	67,73 km	
	3.7 Nigeria	Haack <i>et al.</i> , 2000	1000,95 km	323,46 km	
	3.8 Benue	Benkhelil, 1989	2295,09 km	1002,35 km	
4. Marge Sud du Golfe de Guinée	4.1 Guinée Equatoriale	Turner, 1995	231,73 km	64,43 km	
	4.2 Gabon	Mbina <i>et al.</i> , 2003	588,09 km	296,56 km	
	4.3 Congo	Séranne & Anka, 2005	1195,03 km	885,76 km	
	4.4 Angola A	Marton <i>et al.</i> , 2000	1198,84 km	249,71 km	
	4.5 Angola A-B	Lavier, 2001	1404,27 km	92,50 km	
	4.6 Angola B	Marton <i>et al.</i> , 2000	1550,77 km	323,63 km	
	4.7 Angola B-C	Hudec <i>et al.</i> , 2004	1557,63 km	370,10 km	
	4.8 Angola C	Marton <i>et al.</i> , 2000	1628,03 km	254,10 km	
	4.9 Angola D	Marton <i>et al.</i> , 2000	1605,73 km	217,18 km	
5. Marge Namibie-Afrique du Sud	5.1 Namibie A	Aizawa <i>et al.</i> , 2000	724,84 km	193,19 km	TWT
	5.2 Namibie B	Aizawa <i>et al.</i> , 2000	663,39 km	196,56 km	TWT
	5.3 Namibie C	Aizawa <i>et al.</i> , 2000	1253,28 km	174,03 km	TWT
	5.4 Orange 1	Brown <i>et al.</i> , 1995	1636,62 km	268,45 km	
	5.5 Orange 2	Brown <i>et al.</i> , 1995	1028,37 km	173,02 km	

Figure 2.1 : Les 37 coupes de la base de données : noms, références bibliographiques, longueurs après et avant extrapolation et indication si l'échelle de profondeur est en "seconde temps double" (TWT).

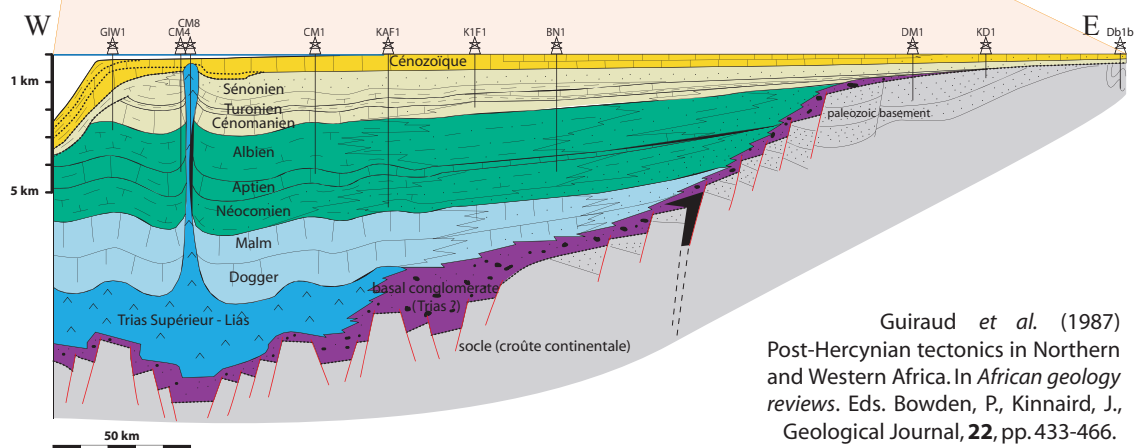
“Coupe 2” du Sénégal par Guiraud (1997)



Géoréférencement du trait de coupe



Homogénéisation de la donnée en âge et en profondeur



Guiraud *et al.* (1987)
Post-Hercynian tectonics in Northern
and Western Africa. In *African geology
reviews*. Eds. Bowden, P., Kinnaird, J.,
Geological Journal, **22**, pp. 433-466.

Figure 2.2 : Application de la méthode à la coupe de la littérature intitulée “coupe 2” du Sénégal par Guiraud (1987).

Une fois sous format numérique, le plan de localisation de la coupe est géoréférencé sous ArcGis afin de constituer une base de données des traits de coupes et la coupe est redessinée sous Adobe Illustrator en utilisant toujours les mêmes couleurs provenant de la charte stratigraphique 2004 et la même échelle en distance et en profondeur. La figure 2.2 illustre ces différentes étapes de traitement des coupes pour la “coupe 2” du Sénégal par Guiraud (1987).

Une attention particulière doit être portée à la datation des couches géologiques afin de recaler la charte stratigraphique utilisée à l’époque de l’élaboration de la coupe conformément à la charte stratigraphique de Gradstein et al., 2004.

D’autre part, certaines coupes sont publiées en temps double (TWT). Pour convertir ce temps, variable selon la lithologie des roches parcourues, en profondeur kilométrique, une loi de vitesse adaptée doit être trouvée. Le logiciel Depthcon2000 permet de convertir verticalement les différentes unités géologiques des coupes (une vitesse pour chaque couleur ; Annexe 6) en profondeur kilométrique.

1.2 Des cartes isopaques au modèle 3D.

Les coupes de la bibliographie étant limitée spatialement, une base de données 3D doit être construite. Plusieurs cartes isopaques de la littérature (paragraphe 1.2.1) ont ainsi été interpolées pour construire un modèle 3D dans le géomodeleur Gocad (Mallet, 2002 ; <http://www.earthdecision.com>) (paragraphe 1.2.2).

1.2.1 Les cartes isopaques.

Une courbe isopaque est une « courbe dessinant, en projection sur une carte, le lieu d’égale épaisseur réelle d’une formation géologique » (Foucault, 2001). Par extension, une carte isopaque est l’ensemble des courbes isopaques d’une formation géologique décrivant ainsi son épaisseur dans l’espace. Autrement dit, une carte isopaque représente spatialement le volume de sédiments déposés pendant l’intervalle de temps donné par l’âge de la formation géologique.

Cependant, les cartes d’isopaques de la littérature, peu nombreuses à l’échelle du continent, sont de résolution et de qualité variables. En effet, elles synthétisent elles-mêmes des données acquises puis traitées par différentes méthodes sismiques à différentes échelles spatiales.

Finalement, quatre cartes ont été choisies pour décrire le prisme sédimentaire à l’échelle du continent Africain à différentes époques :

- une carte bathymétrique donnant la limite supérieure du prisme sédimentaire en décrivant les fonds marins,
- deux cartes d’isopaque totale donnant la limite inférieure du prisme sédimentaire en décrivant le socle, et
- une carte d’isopaque d’un réflecteur intermédiaire permettant de distinguer deux séquences dans le prisme sédimentaire.

1.2.1.1 Carte bathymétrique.

Une carte bathymétrique n'est pas à proprement parler une carte isopaque mais est la topographie des fonds sous-marins. L'U.S. Geological Survey a compilé jusqu'en 1996 la base de données mondiale EROS Data Center afin de construire par modèle numérique de terrain la carte bathymétrique nommée Gtopo30 (Figure 2.3) disponible en ligne sur <http://edc.usgs.gov/products/elevation/dtopo30/gtopo30.html>

La grille de résolution de cette carte bathymétrique est de 30 arc secondes c'est-à-dire d'environ 1 kilomètre. Cette résolution est tout à fait suffisante pour localiser les fonds marins et ainsi obtenir la limite supérieure du prisme sédimentaire recherchée en 3D.

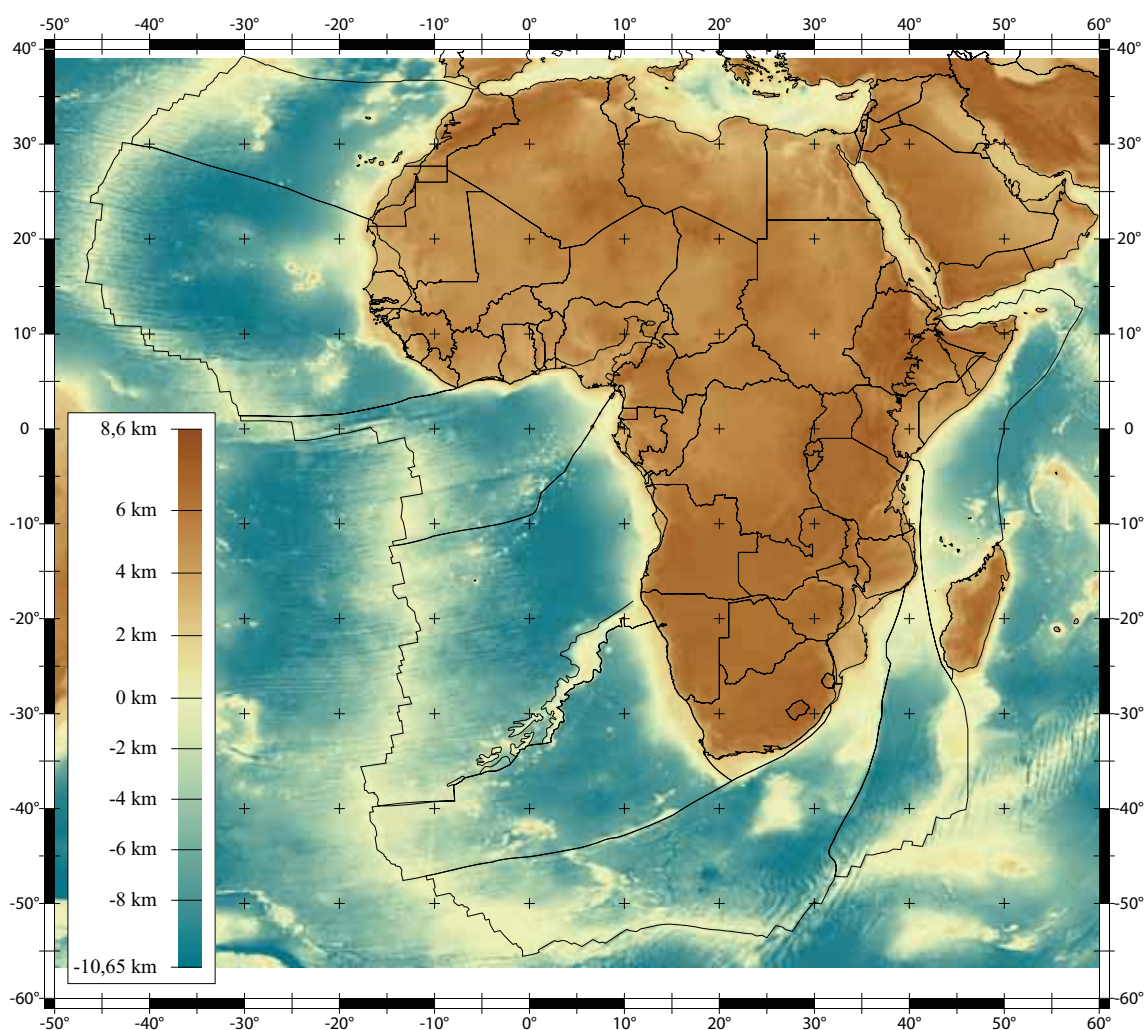


Figure 2.3 : Carte topographique de l'Afrique d'après Gtopo30 de résolution 1 km.
(<http://edc.usgs.gov/products/elevation/dtopo30/gtopo30.html>)

1.2.1.2 Carte isopaque totale.

Dans les bassins sédimentaires, le prisme sédimentaire se dépose sur un substratum qu'on appelle le socle. La carte isopaque totale est ainsi l'épaisseur totale du prisme sédimentaire. Or, l'âge des premiers sédiments à se déposer sur le socle n'est pas homogène à l'échelle du continent africain. Les bassins africains les plus anciens commencent à se remplir au Paléozoïque.

Deux cartes isopaques totales sont disponibles dans la littérature à savoir Emery et Uchupi (1984) et EXXON (1985) :

- Uchupi et Emery ont synthétisé des données de sismique réflexion pour la marge ouest-africaine dans trois articles publiés en 1975 et un livre publié en 1984. La résolution des cartes d'isopaque totale de ces auteurs dépend de l'espacement des lignes sismiques utilisées et dont le positionnement est représenté par les traits blancs épais sur la Figure 2.4.

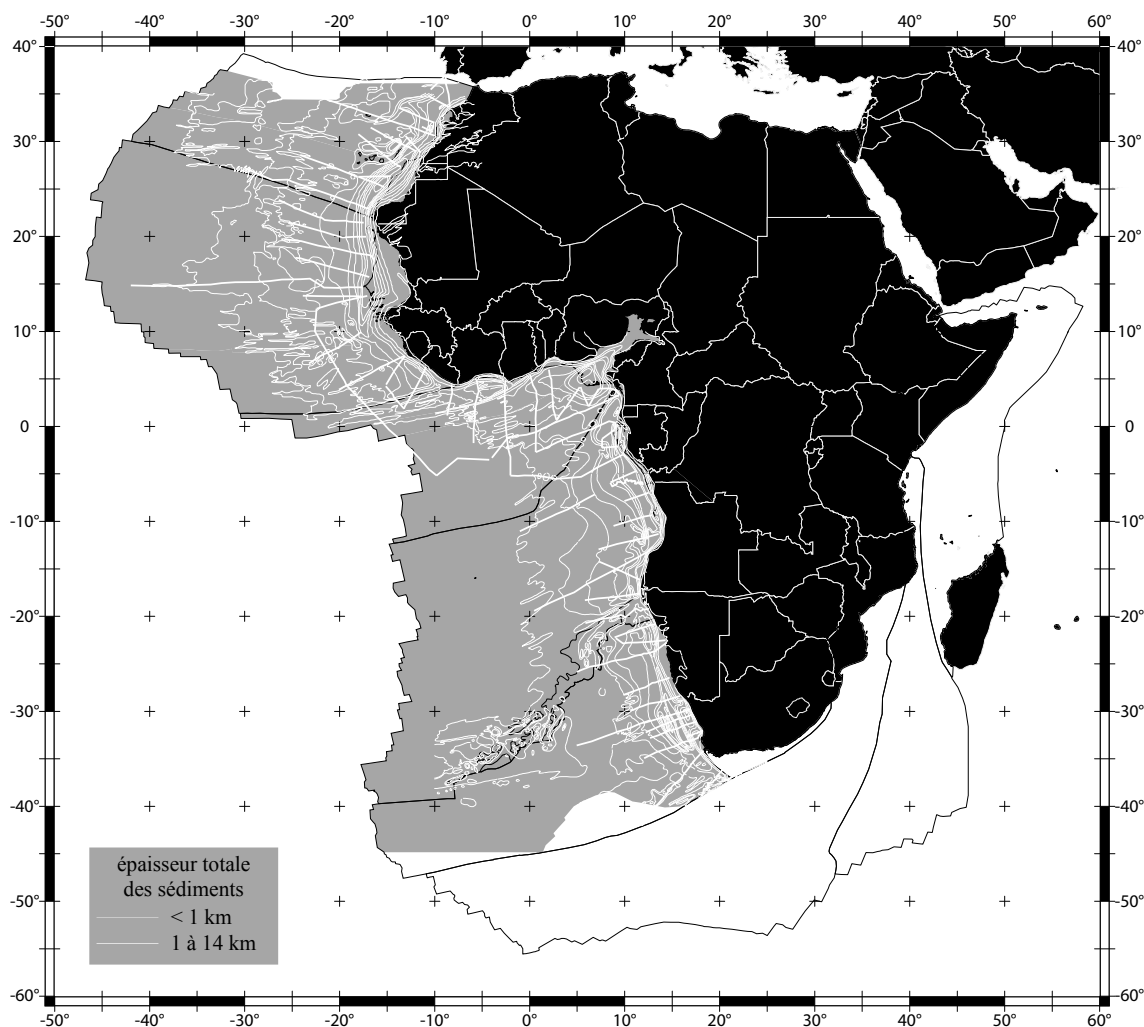


Figure 2.4 : Positionnement des lignes sismiques (traits blancs épais) utilisées par Emery et Uchupi (1984) pour déduire leur carte isopaque totale de l'Afrique, définie dans la zone grise.

- Les données acquises par EXXON en 1985 sont synthétisées dans une carte isopaque du socle recouvrant à la fois la quasi-totalité des marges qui bordent l'Afrique mais aussi le continent africain lui-même et ses bassins intracratoniques (Figure 2.5). Il est cependant à noter l'absence de la courbe isopaque d'épaisseur nulle dans le domaine océanique. La base de données utilisée n'est pas connue, tout comme la résolution.

Ces deux cartes d'isopaque totale se complètent mais il demeure certaines lacunes de données au nord-ouest de l'Afrique ainsi qu'au sud-ouest de la ride de Walvis au sud-ouest de l'Afrique (zones non grisées de la figure 2.4).

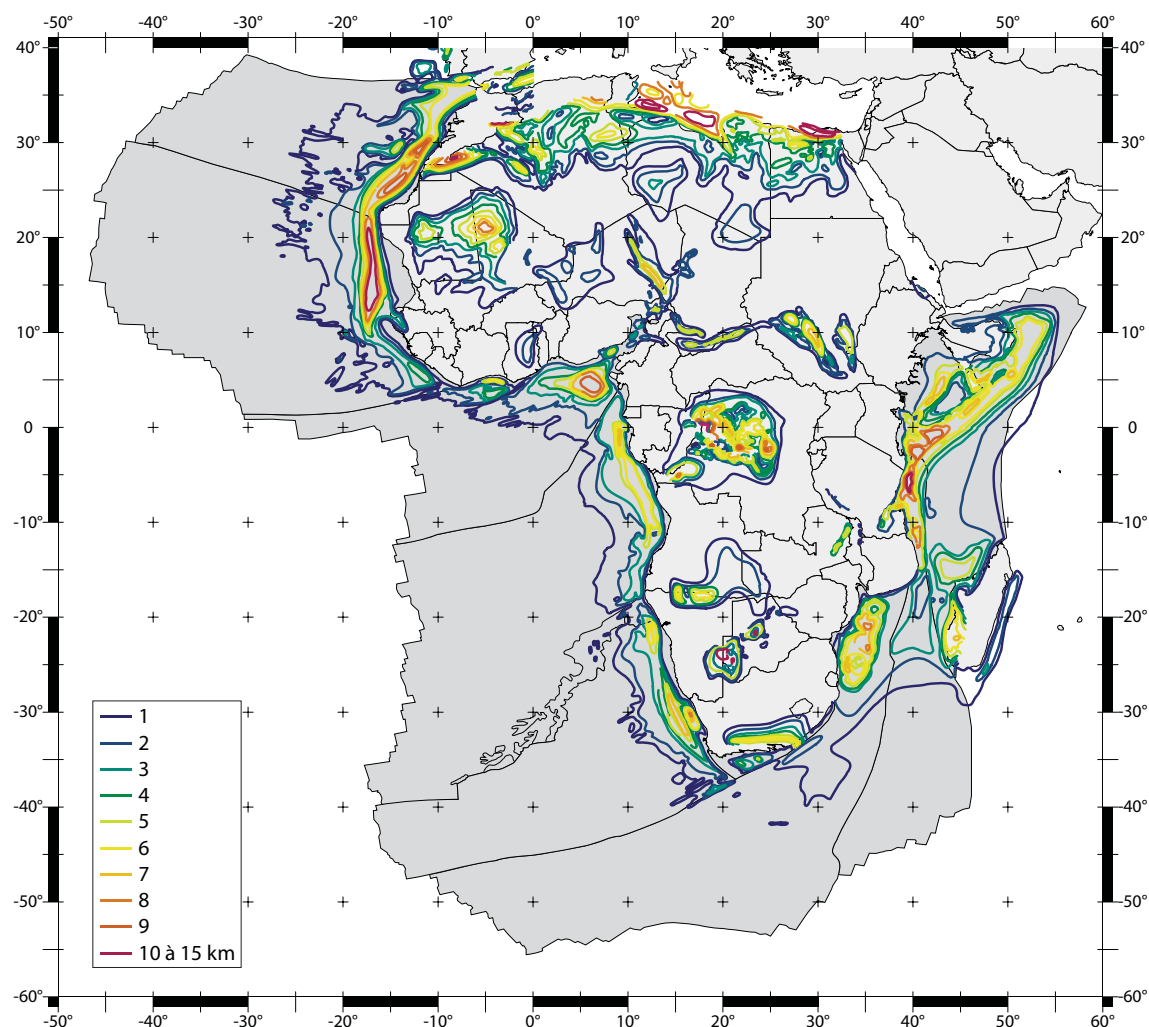


Figure 2.5 : Carte isopaque totale de l'Afrique (d'après EXXON, 1985).

Les cartes isopagues sont synthétisées à partir d'une base de données sismiques. Le réflecteur sismique pointé par la géophysique comme étant le socle marque en fait le passage d'une lithologie à une autre. Or, les sédiments anté-rift appelés ainsi car ils se déposent avant le rifting dans un contexte tectonique calme, sont solidaires du socle et peuvent être de lithologie semblable. Le réflecteur sismique du socle ne distingue donc pas les sédiments anté-rift du socle.

1.2.1.3 Carte isopaque du réflecteur D.

Comme le prisme sédimentaire est constitué d'une succession de couches géologiques, les données sismiques indiquent de nombreux réflecteurs entre le socle et le toit des sédiments. Chacun de ces réflecteurs sismiques peut être en théorie pointé, daté et synthétisé sous forme de carte isopaque. Plus nombreux sont les réflecteurs étudiés, plus la résolution temporelle est grande. Malheureusement, un seul réflecteur a été suffisamment étudié pour être décrit à l'échelle de la marge ouest-africaine : le réflecteur D d'après Emery *et al.* (1975).

En effet, la base de lignes sismiques utilisées par Emery *et al.* (1975) a permis de pointer un réflecteur particulier sur la côte ouest africaine qui indique une forte discontinuité (*unconformity*). Ce réflecteur, que nous baptiserons D comme discontinuité, n'est donc pas

strictement isochrone : il est intra Cénozoïque au Nord de la marge (*“Horizon A can be considered a time maker of middle to late Eocene age”* p862 ; Uchupi *et al.*, 1976) alors qu’il est Oligocène au Sud (*“younger than Horizon D (Neogene sediments)”* p27 ; Emery *et al.*, 1975). La figure 2.6 illustre la carte isobathe du réflecteur “D”, carte obtenue en soustrayant à la bathymétrie l’épaisseur des sédiments donnée par la carte d’isopaque du réflecteur “D” (cf. définition d’une isobathe en Annexe 2).

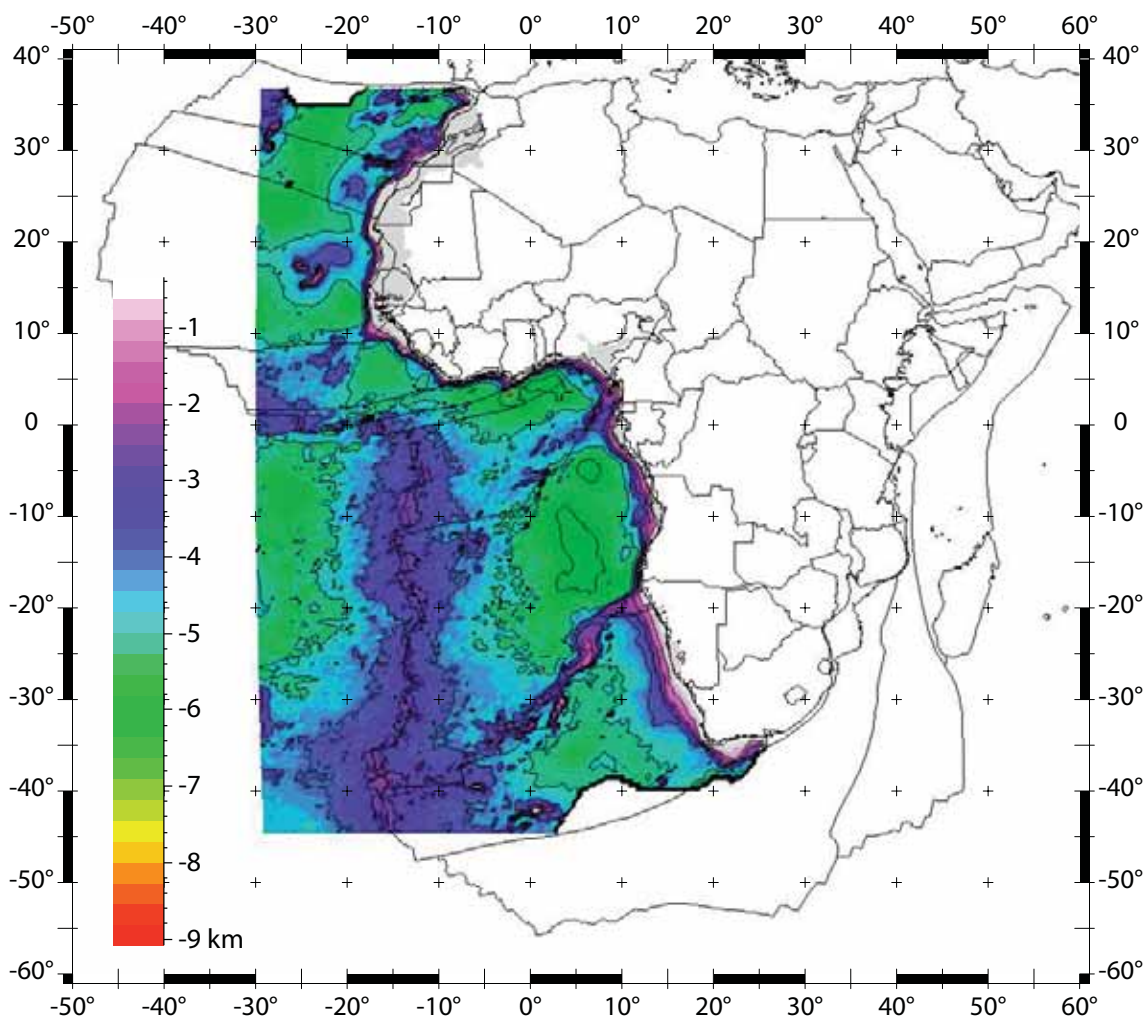


Figure 2.6 : Carte isobathe du réflecteur “D” de l’Afrique d’après Emery et Uchupi (1984).

1.2.2 Interpolation des cartes isopaques dans un modèle 3D.

L’interpolation des cartes isopaques dans un géomodeleur permet d’une part de représenter l’architecture stratigraphique des bassins sédimentaires en 3D et d’autre part à guider l’extrapolation des coupes de la bibliographie vers le large.

Afin d’utiliser au mieux la base de données, les cartes isopaques sont tout d’abord géoréférencées sous le logiciel Arcgis (<http://www.esri.com/software/arcgis/index.html>) dans le système de projection classique WGS 1984. Cette projection préserve les angles c’est-à-dire que les longitudes et les latitudes sont perpendiculaires en tous points mais les distances, respectées à l’équateur, sont très dilatées aux pôles.

Les cartes isopaques de la littérature sont ensuite vectorisées sous ArcGis. La position géographique du point est donnée par ses coordonnées x et y et la valeur de l'épaisseur de la courbe isopaque est donnée par un attribut complémentaire arbitrairement négatif.

Dans un second temps, les fichiers numériques sont importés dans le géomodeleur Gocad (Mallet, 2002, <http://www.earthdecision.com>) et transféré dans un système de projection qui conserve les distances en tenant compte des zones UTM à l'aide du script intitulé «latlong2utm» (Annexe 10).

Dans ce géomodeleur, chaque point précédemment vectorisé non seulement conserve ses coordonnées (x,y) mais l'attribut de l'épaisseur de la courbe isopaque peut être traité comme une coordonnée z. A partir de ce jeu de données, l'interpolateur de Gocad relie les points entre eux en 3D et construit une surface triangulée (ou une grille) à l'aide de la méthode DSI (*Discret Smooth Interpolation*). Cette surface reflète donc pour l'instant l'épaisseur des sédiments vers le bas à partir d'un plan horizontal d'altitude nulle.

Par principe, la base des sédiments est positionnée à une profondeur égale à la bathymétrie soustraite de l'épaisseur des sédiments (Figure 2.4). Pour positionner la surface du géomodeleur à une profondeur égale à la base des sédiments, la carte bathymétrique Gtopo30 est soustraite en tous points (Annexe 7). Finalement, quatre surfaces sont présentes dans le géomodeleur : la bathymétrie, le réflecteur D, le socle d'après Emery (1984) et le socle d'après EXXON (1985).

D'autre part, le géomodeleur Gocad dispose d'une fonction appelée «get 3D volume» permettant de quantifier le volume entre deux surfaces (en km³). Le volume inscrit entre le socle et la bathymétrie est donc égal au volume total de sédiments déposés sur le socle à savoir 19,97.10⁶ km³ selon Emery (1984) et 30,36.10⁶ km³ selon EXXON (1985) (cf. tableau) pour la marge ouest-africaine. L'importance de la différence de ces deux chiffres s'explique en partie parce que les données d'Emery (1984) couvrent moins de surface que celles d'EXXON (1985). D'autre part, en l'absence d'isopaque nulle, le socle selon EXXON (1985) reste profond beaucoup plus loin vers le large ce qui augmente le volume total de sédiments.

Marge	Superficie réelle (en km ²)	Superficie couverte par les données d'isopaque totale d'Emery (1984)	Volume total de sédiments donné par l'isopaque totale d'Emery (1984) (en km ³)	Superficie couverte par les données d'isopaque totale d'EXXON (1985)	Volume total de sédiments donné par l'isopaque totale d'EXXON (1985) (km ³)
1. atlantique du Maroc	3,75.10 ⁶	87 %	13,6.10 ⁶	99 %	9,3.10 ⁶
2. Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry	8,31.10 ⁶	100 %	6,6.10 ⁶	100 %	7,8.10 ⁶
3. Nord du Golfe de Guinée	3,96.10 ⁶	100 %	3,9.10 ⁶	100 %	5,1.10 ⁶
4. Sud du Golfe de Guinée	7,83.10 ⁶	100 %	5,3.10 ⁶	100 %	7,8.10 ⁶
5. Namibie-Afrique du Sud	4,85.10 ⁶	92 %	2,1.10 ⁶	90 %	5,1.10 ⁶
total	28,70.10⁶		31,5.10⁶		35,1.10⁶

A partir du modèle 3D, nous avons extrait des coupes le long des positions des coupes de la bibliographie en les prolongeant jusqu'à la ride médio-océanique. Ces coupes intersec-

30

tent quatre réflecteurs : le toit du socle selon Emery (1984 et selon EXXON (1985), égal à la base des sédiments, le marqueur D avec ses incertitudes et le toit des sédiments (Figure 2.7) et vont jusqu'à la courbe d'isopaque d'épaisseur nulle d'Emery (1984).

Le principe des coupes extrapolées est d'étendre la bonne résolution temporelle disponible au niveau de la coupe de la littérature à l'intégralité du prisme sédimentaire. Après homogénéisation des échelles, les coupes de la littérature peuvent en effet être repositionnées sur les coupes synthétiques. L'extrapolation des géométries à plus haute résolution temporelle des coupes sismiques de la littérature vers le large est guidée par les différentes isopagues intersectées, la position des limites des âges de la croûte océanique fixée par la carte mondiale UNESCO (2004) et les puits (DSDP, ODP, IODP,...) présents à proximité de la coupe à extrapoler (Figure 2.7).

Bien que le contexte géologique permette de préférer un scénario de remplissage du bassin sédimentaire à un autre, le manque de contraintes strictes impose d'émettre plusieurs hypothèses sur l'étendue du bassin sédimentaire au cours du temps (Figure 2.8). L'hypothèse minimaliste (B) est l'hypothèse pour laquelle le bassin sédimentaire est peu étendu à l'époque considérée tandis que l'hypothèse maximaliste (A) est celle pour laquelle le bassin sédimentaire est très étendu à cette époque. Ces deux hypothèses décrivent la gamme de possibilités des scénarios de remplissage sédimentaire et définissent une barre d'incertitude. L'hypothèse la plus cohérente avec l'ensemble des données géologiques est retenue comme étant la meilleure estimation.

Extrapolation :

A : Hypothèse pour laquelle les sédiments se sont déposés loin sur la croûte océanique jurassique : cette hypothèse est la plus adaptée au puits DSDP 41-367.

B : Hypothèse pour laquelle les sédiments ne se sont pas déposés loin sur la croûte océanique jurassique.

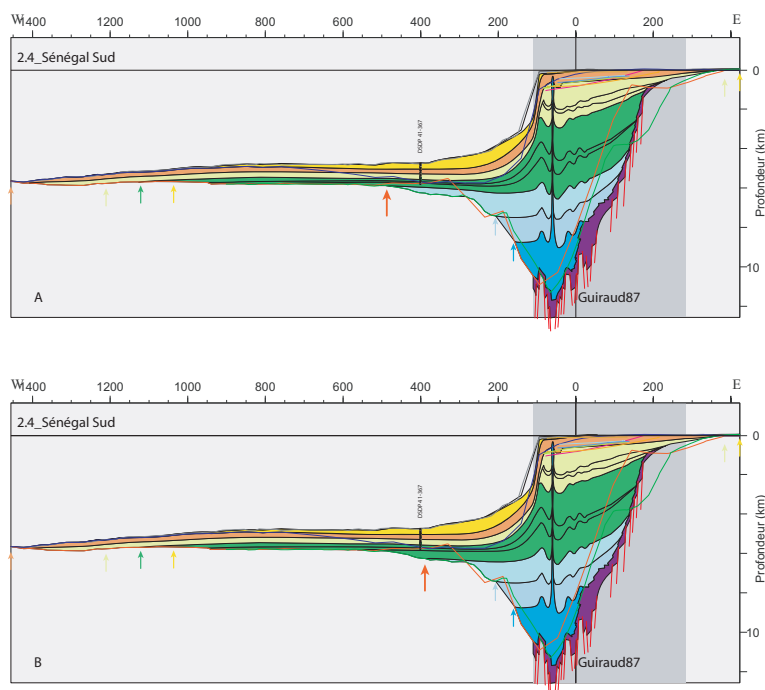


Figure 2.8 : Application de la méthode à la coupe 2.4 Sénégal Sud (suite). L'extrapolation amène à formuler deux hypothèses (ou plus) de remplissage sédimentaire. L'hypothèse A est la meilleure hypothèse quant au remplissage sédimentaire jurassique.

2. Des coupes 2D aux volumes de sédiments et vitesses de sédimentation.

2.1 Le taux de sédimentation en km/Ma pour chaque intervalle stratigraphique pour chaque coupe extrapolée.

Chaque coupe extrapolée peut être considérée comme une succession d'intervalles stratigraphiques. Un intervalle stratigraphique est l'ensemble des sédiments déposés entre deux réflecteurs d'âge successifs t_1 et t_2 et le taux de sédimentation d'un intervalle est, en km/Ma, la quantité de sédiments déposés verticalement en moyenne entre les réflecteurs t_1 et t_2 divisé par l'intervalle de temps ($t_2 - t_1$).

2.1.1 Principe.

En coupe, à l'échelle d'une marge passive, un intervalle stratigraphique est représenté par une forme plus ou moins sigmoïdale illustrant la variabilité de l'épaisseur des sédiments depuis le littoral vers le large (Figure 2.9). L'aire A en 2D en coupe de cette forme est la quantité de sédiments en km^2 déposés au cours de l'intervalle de temps ($t_2 - t_1$). Dans un second temps, cette aire A est divisée par la longueur l du réflecteur t_2 en km afin d'obtenir une quantité « moyenne » en km de sédiments déposés verticalement valable le long de ce réflecteur.

Le taux de sédimentation, en km/Ma, d'un intervalle stratigraphique donné est égal à cette « moyenne » de sédiments déposés verticalement valable le long de réflecteur t_2 , divisée par la période de sédimentation ($t_2 - t_1$) en Ma.

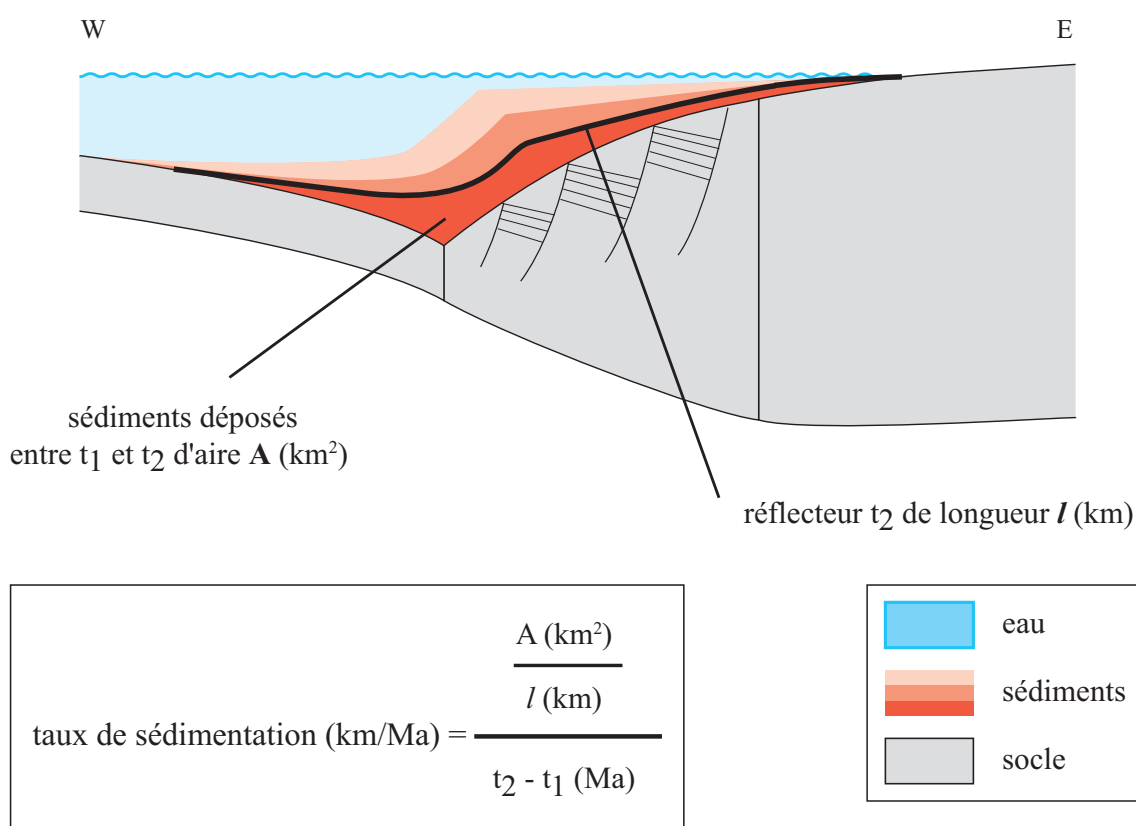


Figure 2.9 : Schéma illustrant le principe du calcul du taux de sédimentation en km/Ma.

2.1.2 Application.

Les coupes sont importées sous ArcGis : les formes fermées deviennent des polygones et les formes ouvertes des polylignes. La quantité de sédiments (en km²) déposés au cours de l'intervalle de temps (t_2-t_1) dessinant une forme plus ou moins sigmoïdale, une fonction du logiciel ArcGis donne son aire A en 2D en coupe (en km²). Il donne de même la longueur l du réflecteur t_2 (en km). L'ensemble de ces données est répertorié dans deux fichiers de forme compatibles avec Excel. Pour chaque intervalle stratigraphique, pour chaque hypothèse de chaque coupe, l'aire A des sédiments en km² d'une part et le taux de sédimentation en km/Ma d'autre part sont calculés. Ces deux grandeurs sont ensuite représentées sous la forme de deux histogrammes en fonction du temps (Figure 2.10). Si la composition lithologique est connue, il suffit d'appliquer le pourcentage de sédiments terrigènes pour connaître le taux et le volume de sédimentation terrigène (trait rouge sur les histogrammes).

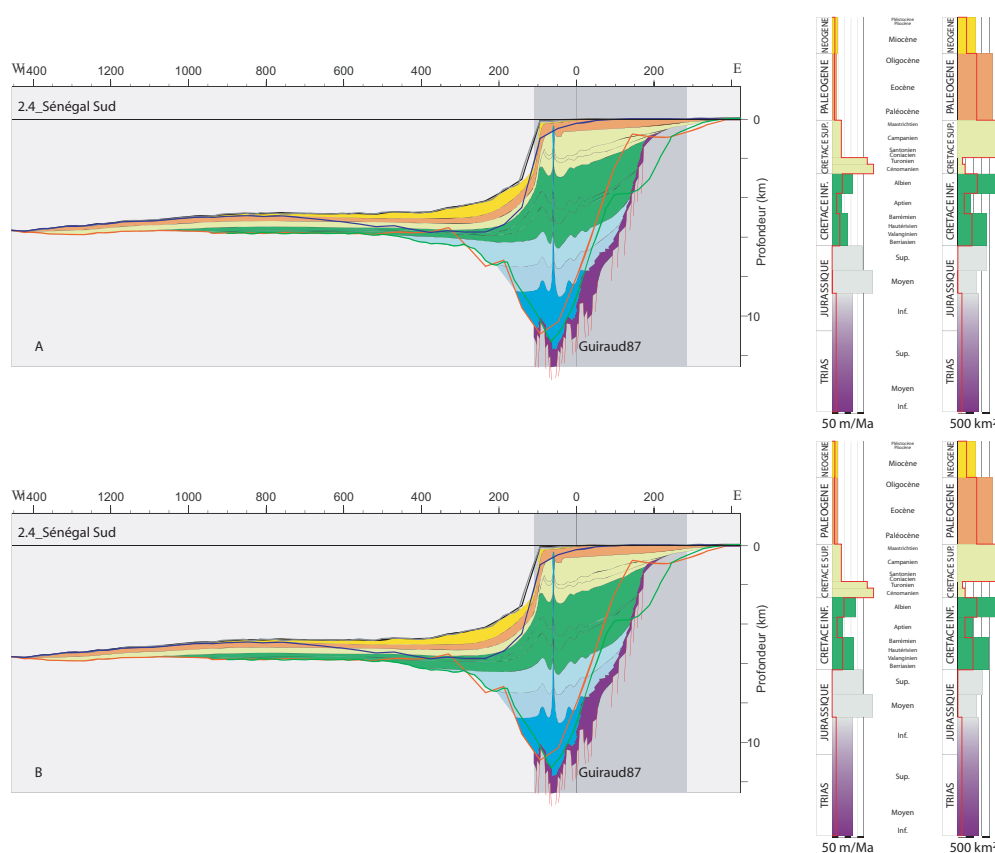


Figure 2.10 : Le taux de sédimentation et l'aire au cours du temps (Gradstein *et al.*, 2004) pour les deux hypothèses de la coupe 2.4 Sénégal Sud. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

2.2 La surface de sédimentation d'un segment de marge au cours du temps.

Une seule coupe extrapolée ne décrit le remplissage sédimentaire qu'en deux dimensions, mais un ensemble de coupes extrapolées, adéquatement positionnées, permet de décrire le bassin dans sa globalité. Il faut à présent définir les surfaces de sédimentation pour chaque pas de temps défini à l'échelle du bassin et extrapoler les taux de sédimentation définis à la verticale des profils, à la surface entre deux profils.

2.2.1 Principe.

Un bassin sédimentaire voit sa zone en sédimentation augmenter au cours du temps. Ainsi, les sédiments se déposent sur une surface de plus en plus étendue mais toujours circonscrite par la croûte océanique de l'âge considéré. La surface active de sédimentation doit ainsi être cartographiée et sa superficie A déterminée en km^2 pour chaque intervalle stratigraphique (Figure 2.11). La figure 4.2.8 du chapitre 4 illustre la surface de sédimentation au cours du temps pour la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry.

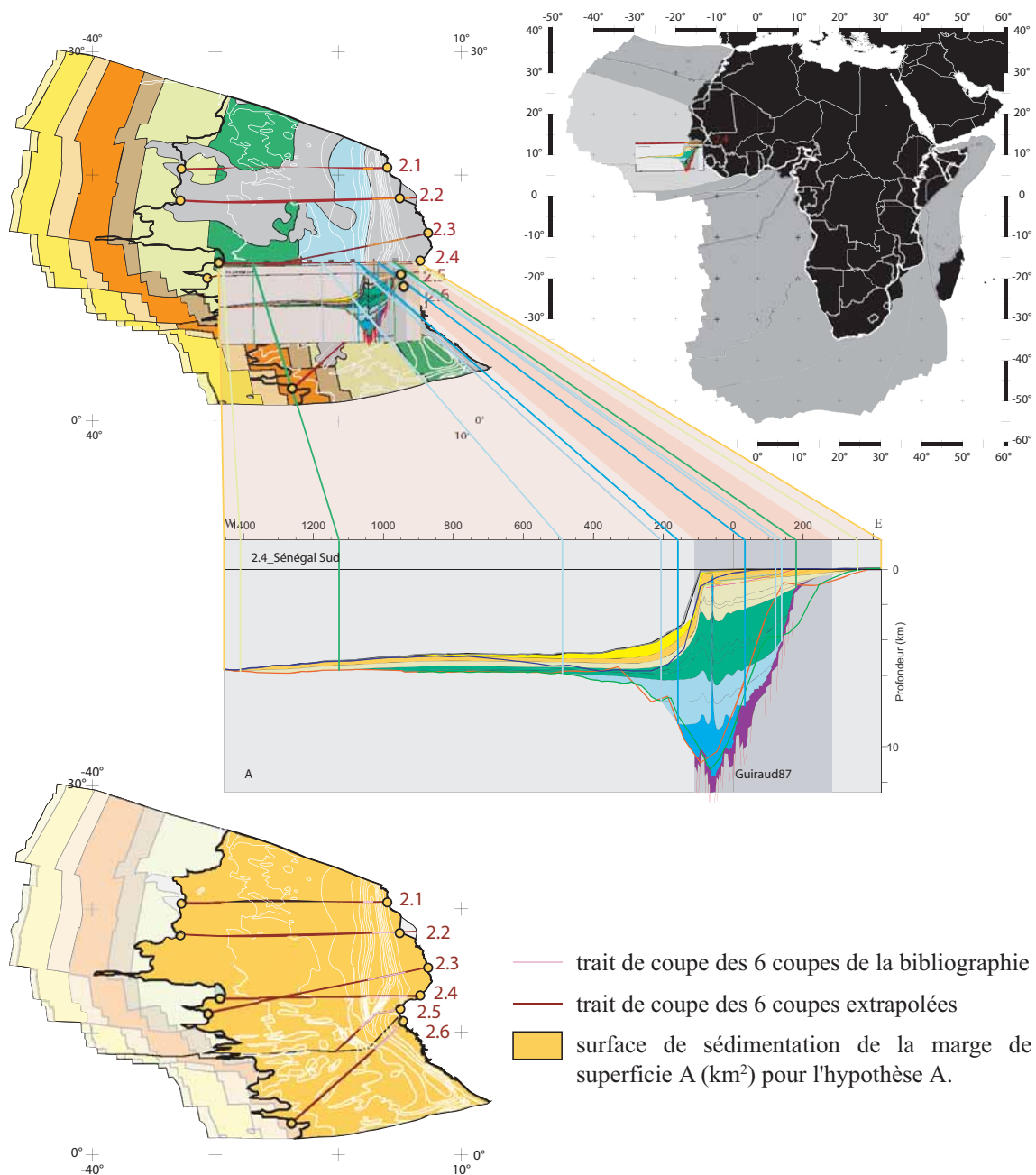


Figure 2.11 : Schéma illustrant la construction de la surface de sédimentation de la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry au Paléogène pour l'hypothèse A.

Les cartes isopaques du socle montrent l'étendue actuelle des bassins sédimentaires et la courbe isopaque nulle décrit la surface de sédimentation actuelle. Décrire la surface de sédimentation à un instant donné correspond alors à dessiner la courbe isopaque nulle à cet instant, autrement dit, à déterminer les limites amont et aval de chaque intervalle stratigraphique. Or, les coupes extrapolées décrivent chaque intervalle stratigraphique en coupe : leurs limites amonts sont, sauf exception, fixées par les coupes de la bibliographie et leurs limites avales, peu contraintes, sont positionnées plus ou moins vers le large en fonction des hypothèses émises lors de l'élaboration des coupes extrapolées. Les coupes extrapolées contraignent ainsi la surface de sédimentation au niveau de leurs traits de coupe et celle-ci sera plus ou moins étendue en fonction de l'hypothèse minimale, maximale ou optimale choisie. En l'absence de contrainte structurale, l'extrapolation de la surface de sédimentation entre deux coupes se fait de façon linéaire.

2.2.2 Application.

En carte, chaque coupe extrapolée, une fois mise à l'échelle de la carte, est placée sur son trait de coupe. Tout comme les limites de la coupe correspondent aux limites du trait de coupe, les limites des intervalles stratigraphiques dessinés sur la coupe extrapolée peuvent être positionnées sur le trait de coupe. Deux points du contour (amont et aval) de la surface de sédimentation sont ainsi fixés pour chaque intervalle stratigraphique et pour chaque hypothèse géologique (min, max, préférée). Ces points remarquables sont fixés pour tous les traits de coupe du bassin puis reliés entre eux pour chaque intervalle stratigraphique et pour chaque hypothèse de sédimentation, de manière linéaire.

Pour chaque surface de sédimentation ainsi dessinée en carte, sa superficie A est déterminée en km^2 par le logiciel GlobalMapper 7.03 qui tient compte des zones UTM lors du calcul de l'aire.

2.3 Calcul du volume de sédiments déposés dans un segment de marge au cours du temps.

Le taux de sédimentation d'un intervalle stratigraphique augmente d'une coupe située sur les bords du bassin vers une coupe située plus proche du centre du bassin. Le taux de sédimentation d'une coupe est représentatif de part et d'autre de la position de son trait de coupe. Les traits de coupes définissent des sous-bassins et le taux de sédimentation d'une coupe donnée est appliqué aux deux sous-bassins juxtaposés au trait de coupe (Figure 2.12). Le taux de sédimentation appliqué à un sous-bassin est en fait la moyenne des taux de sédimentation des deux coupes bordières du sous-bassin. La superficie A , en km^2 , de chaque sous-bassin est également déterminée.

Pour chaque intervalle stratigraphique et pour chacune de nos hypothèses géologiques, la vitesse de sédimentation en km^3/Ma est égale au taux de sédimentation en km/Ma multiplié par la superficie de la surface de sédimentation en km^2 . Le volume de sédimentation en km^3 est obtenu en multipliant la vitesse de sédimentation par la période de sédimentation ($t_2 - t_1$) en Ma.

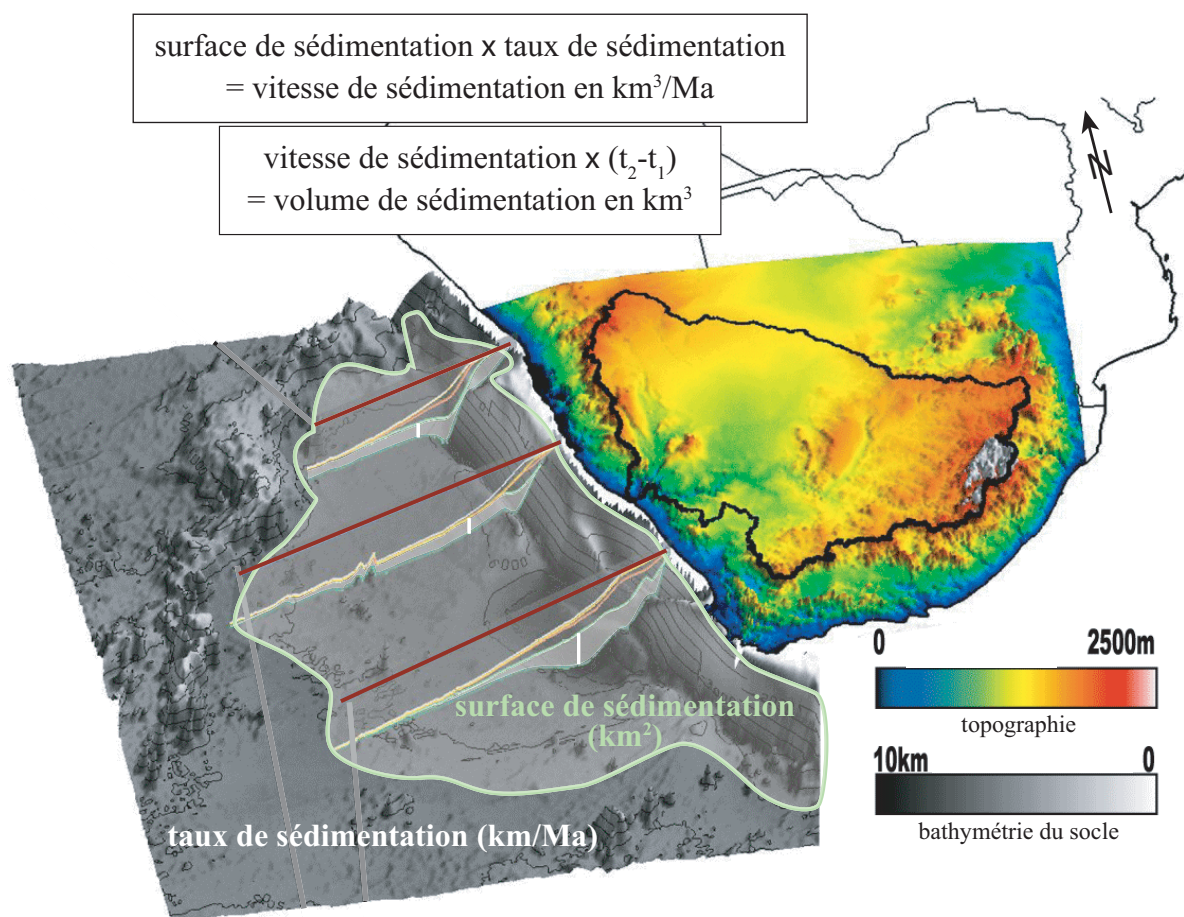


Figure 2.12 : Schéma illustrant le principe du calcul du volume sédimentaire et de la vitesse de sédimentation

2.4 Exemple de représentation graphique des résultats de volume et de vitesse de sédimentation.

Pour un bassin donné, les volumes de sédiments et la vitesse de sédimentation sont déterminés pour chaque intervalle stratigraphique et pour trois hypothèses d'extrapolation. Comment représenter tous ces résultats dans une seule figure ?

L'ensemble des résultats de volumes de sédiments et de vitesse de sédimentation obtenus au cours de temps dans le bassin Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry sont regroupés dans la figure 2.13.

Les vitesses et les volumes de sédimentation étant obtenus pour une période de sédimentation donnée, l'axe des ordonnées représente l'âge en Ma comme l'illustre la charte stratigraphique de 2004.

L'axe des abscisses représente la valeur de la vitesse ou du volume de sédimentation. Différant d'un ordre de grandeur, l'échelle de la vitesse de sédimentation est dessinée en haut en rouge et celle du volume de sédimentation en bas en noir.

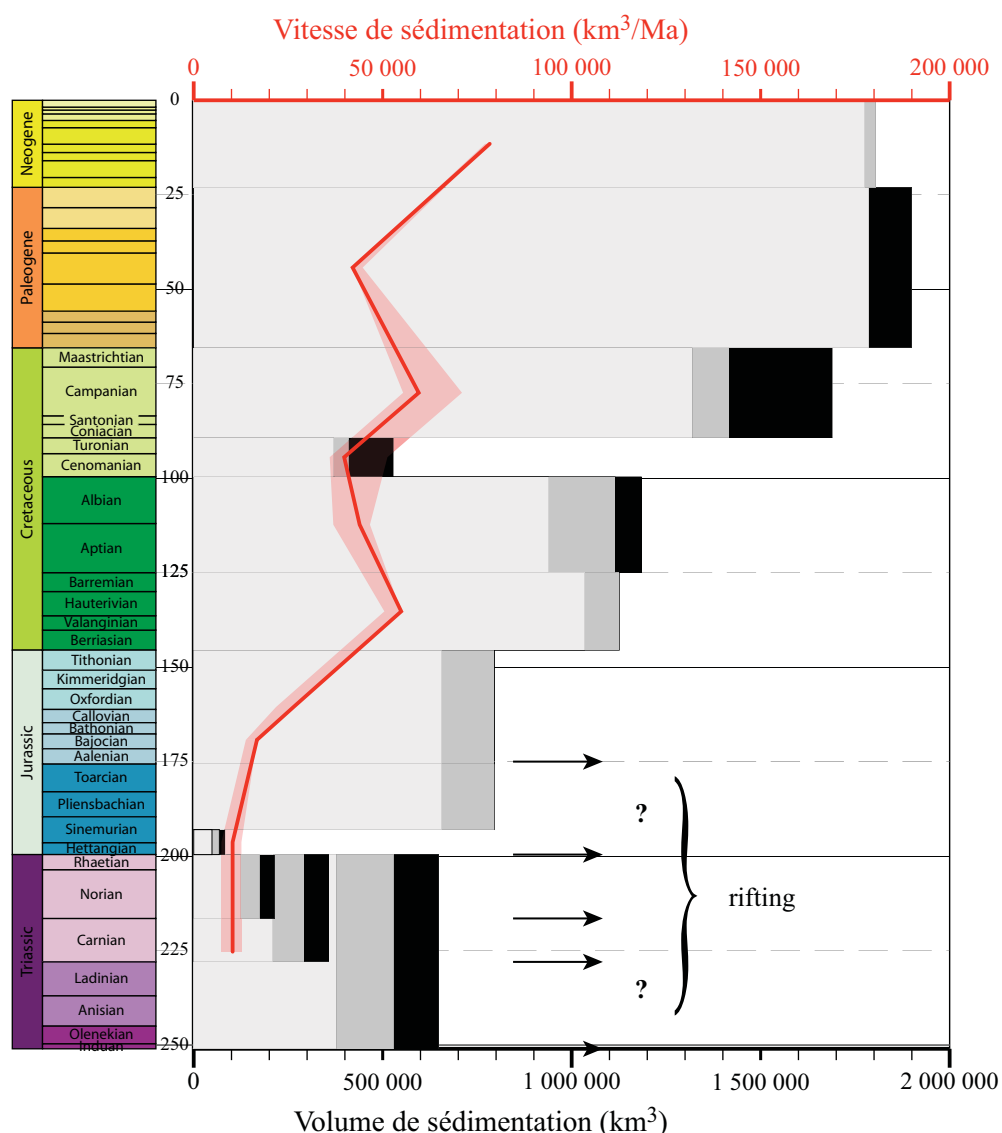


Figure 2.13 : Le volume et la vitesse de sédimentation dans la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry au cours du temps, avec la résolution temporelle des données.

Le volume de sédimentation est représenté par un histogramme gris : la largeur de la barre est égale au volume en km^3 de sédiments déposés dans l'intervalle de temps donné par la hauteur de la barre. La résolution temporelle influe donc beaucoup dans la représentation graphique du volume de sédimentation. Chaque hypothèse, minimale, préférée ou maximale, est représentée par un histogramme de plus en plus foncé (gris clair : min, gris moyen : préférée et noir : max) dont la différence décrit la barre d'incertitude.

La vitesse de sédimentation est représenté par une courbe rouge : l'ordonnée du point est positionnée au milieu de la période de sédimentation pour laquelle est valable la vitesse de sédimentation en km^3/Ma de valeur donnée par l'abscisse du point. Plus la courbe comporte de points, plus la résolution temporelle est grande. La courbe rouge est issue de l'hypothèse préférée et l'aire rose des hypothèses minimale et maximale qui décrivent la barre d'incertitude.

3. Atouts et limites de notre méthode.

3.1 A l'échelle du continent.

L'atout majeur de cette méthode réside dans sa capacité à appréhender le volume sédimentaire dans son intégralité et à l'échelle du continent. Le volume total de sédiments déposés dans la marge ouest-africaine est de l'ordre de 30 millions de km³ (paragraphe 1.2.2). Le tableau suivant souligne que seulement 30 à 50 % de ce volume est décrit lorsque l'on regarde uniquement les coupes régionales de la bibliographie (L'Annexe 14 indique l'élaboration du tableau suivant).

Marge	Volume total de sédiments donné par l'isopaque totale d'Emery (1984) (en km ³)...	... dont le volume décrit par les données de la bibliographie (en km ³)...	... soit (en %)	Volume total de sédiments donné par l'isopaque totale d'EXXON (1985) (km ³)...	... dont le volume décrit par les données de la bibliographie (en km ³)...	... soit (en %)
1. atlantique du Maroc	13,6.10 ⁶	3,0.10 ⁶	22	9,3.10 ⁶	1,9.10 ⁶	20
2. Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry	6,6.10 ⁶	2,9.10 ⁶	44	7,8.10 ⁶	2,9.10 ⁶	40
3. Nord du Golfe de Guinée	3,9.10 ⁶	1,4.10 ⁶	36	5,1.10 ⁶	1,4.10 ⁶	34
4. Sud du Golfe de Guinée	5,3.10 ⁶	2,9.10 ⁶	54	7,8.10 ⁶	2,6.10 ⁶	43
5. Namibie-Afrique du Sud	2,1.10 ⁶	1,3.10 ⁶	65	5,1.10 ⁶	1,3.10 ⁶	27
total	31,5.10⁶	11,5.10⁶	37	35,1.10⁶	10,1.10⁶	32

En outre, cette méthode a l'avantage de pouvoir être utilisée sur toutes les marges et bassins sédimentaires. Un bilan sédimentaire à l'échelle mondiale est donc envisageable.

3.2 La résolution temporelle.

Un autre atout de cette méthode demeure dans une résolution temporelle élevée : de l'ordre du x1Ma. La quantification à cette résolution est cependant limitée par la qualité de la base de données. En effet, les résultats obtenus pour les différents segments de marges ne présentent pas le même découpage temporel (Figure 2.13, Figures 5.1 à 5.5). Afin de comparer les segments de marge entre eux d'une part et de faire le bilan au niveau de la marge ouest-africaine toute entière d'autre part, trois autres découpages temporels ont été appliqués aux résultats (en plus de la résolution temporelle des données) :

- le découpage des périodes géologiques (ex : Paléogène, Néogène...)
- le découpage des étages géologiques (ex : Cénomanién, Turonien...) et
- avec un pas de temps de 5 Ma. Ce dernier découpage temporel permet en outre de regarder l'évolution du flux sédimentaire sans être influencé par la différence de durée des différents intervalles de temps.

3.3 Les Incertitudes.

- **Incertitude sur les lois de vitesse et sur l'âge.**

Les coupes de la bibliographie dont l'échelle verticale est en «seconde temps double» (TWT) sont avant tout converties en profondeur kilométrique. Deux lois de vitesse ont en général été utilisées et forment une marge d'incertitude.

Les âges du début et de la fin du rifting étant souvent controversés, plusieurs hypothèses ont été formulées engendrant une incertitude sur l'âge allant de 6,4 Ma à 34,5 Ma.

- **Incertitude sur le taux de sédimentation**

Lors de l'extrapolation nécessaire des coupes de la bibliographie, les erreurs commises sont circonscrites à l'aide de différents scénarios d'extrapolation et deviennent comparable à une marge d'incertitude allant de 10 à 30 %.

- **Incertitude sur la surface de sédimentation**

Lors de la construction de la surface de sédimentation à différentes étapes, la marge d'incertitude, de 20 à 30 % en moyenne, atteint une large gamme allant de près de 0% à 100%. Cette marge d'incertitude peut même atteindre 320% entre deux scénarios extrêmes (cf. surface de sédimentation à l'actuel dans la marge Sud du Golfe de Guinée avec un scénario d'étendue moindre s'arrêtant peu à l'Ouest de la limite des coupes de la bibliographie et le scénario d'étendue maximale qui va jusqu'à l'isopaque d'épaisseur 0 selon Emery, 1984). Ainsi, le manque de données complémentaires aux coupes de la bibliographie impose une importante marge d'incertitude ou un choix qui peut être entaché d'erreur.

- **Représentativité du flux sédimentaire**

Afin d'obtenir un flux sédimentaire terrigène, le taux de sédimentation obtenu doit tout d'abord être corrigé de la lithologie, c'est-à-dire pondéré par le pourcentage de sédiments terrigènes déposés pour chaque intervalle stratigraphique. Une étude géologique détaillée des sous-bassins est ainsi incontournable (chapitre 3).

Cependant, les volumes et vitesses de sédimentation terrigène étant mesurés dans les marges, la dynamique de sédimentation elle-même impose une correction sur la porosité et soulève le problème du remaniement d'une part plus ou moins grande de sédiments, qui une fois déposés à un instant donné dans la marge peuvent être érodés, remaniés et redéposés à l'instant d'après.

En outre, le flux terrigène qui sédimente dans le bassin n'enregistre par la dénudation chimique qui s'opère sur le continent.

- **Incertitude sur le volume et la vitesse de sédimentation**

Les résultats obtenus avec cette méthode sont en accord avec ceux obtenus avec d'autres méthodes pour la marge Namibie-Afrique du Sud : ils ont le même ordre de grandeur (inférieure à $1,5.10^6 \text{ km}^3$) et présente la même évolution globale au cours du temps (figure 10 de l'article qui suit).

Cette méthode a été l'objet de l'article intitulé «*Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continent margin : a new method applied to the Namibia-South Africa Margin*» soumis par Guillocheau *et al.* à la revue Basin Research, ci-après.

Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continent margin: a new method applied to the Namibia-South Africa Margin

F. Guillocheau^{1,2}, D. Rouby^{1,2,*}, C. Robin^{1,2}, C. Helm^{1,2,*}

⁽¹⁾ Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex, France

⁽²⁾ CNRS/INSU, UMR 6118, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cédex, France

* corresponding author

January 2009

Submitted to BASIN RESEARCH

Abstract:

The terrigenous sediment budget of intra-continental and passive margin basins records the variations in continental elevations and relief triggered by external forcing such as deformation or climate.

We developed a GIS-based method, established from published data, which compiled several 2D regional cross-sections in studied sedimentary basins in order to determine the sediment budget at the scale of a whole basin. The volume of sediments preserved in the basin for each time increment was estimated from the interpolation between the cross-sections. Our approach is novel in that it integrated the evolution of the whole domain in sedimentation (i.e. from the upstream onlap to the most distal deposits on the oceanic crust). We used five cross-sections of the the Namibian/South African passive margin basins to test this approach; this area is of particular interest both from a methodological point of view (i.e. there is significant previous work providing a framework to validate the method) and in terms of the relief evolution of the South African plateau. Our estimates of the total preserved volume are in good agreement with previous studies.

The sediment supply along this margin shows important variations over time. Significant sedimentation rates were recorded during an initial period (135-100 Myr) following the rifting and break-up of the margin, and progressively decreased to a minimum during the Albian. This trend corresponds to the progressive relaxation of the rift-related relief, potentially entirely eroded around 110 Myr. The sediment supply then increased toward a maximum in the Campano-Maastrichian (85-65 Myr), largely exceeding previous sedimentation rates. This trend corresponds to a relief reorganization driven by an uplift, probably affecting most of the South African plateau. The trend during the Cenozoic is less well-constrained; however, the low mean sedimentation rates support the fact that no major uplift has been recorded along the Namibian-South African margin since 65 Myr.

Keywords: sediment accumulation, relief, erosion, passive margin, South African plateau

1. INTRODUCTION

On a geological time scale (x 1-10 Myr), the products of continental erosion are preserved in intra-continental and passive margin basins. The terrigenous sediment budget preserved within these basins provides important records of the variation in continental elevations and relief. These variations are triggered by external forcing such as deformation (e.g. an acceleration in rock uplift creates relief to be eroded, e.g. Selby, 1985; Duff, 1993; Moore, 1999) or climate (e.g. climatic changes alter the erosivity within the drainage area, and in doing so, consequently affect the sediment supply reaching the basin; e.g. Bonnet & Crave 2003). Hence, over geological time scales, the interpretation of sediment supply in terms of relief variations in the drainage area is far from straightforward. In this context, it is a major challenge to determine sediment accumulation histories in a large number of basins in various geodynamic contexts (climatic and tectonic). It is also important to integrate the evolution of the whole sedimentary system (Fig. 1), i.e. areas large enough to incorporate the redistribution of sediments across the margin (from the upstream onlap to the most distal deposits on the oceanic crust), as well as parallel to it.

The determination of the 3D sediment budget at the scale of a whole basin has been successfully developed using different approaches combining isopach maps and well constraints (e.g. Poag & Sevon, 1989; Rust & Summerfield, 1990; Métivier *et al.*, 1999; Clift *et al.*, 2002; Jones *et al.*, 2002; Leturmy *et al.*, 2003; Walford & White, 2005; Tinker *et al.*, 2008b; Rouby *et al.*, in press). However, very few 3D datasets are available at this scale, not to mention a whole continent (they usually only cover tens of kilometres and are restricted to areas of economic interest). When they are available, they are often at very low temporal resolution (x 10 Myr). Yet, a resolution at the scale of 1 Myr is critical for a good understanding of scales of variation for the (i) terrigenous sediment supply of basins and (ii) sediment transfer from the drainage area to the basin (see for example Poag and & Sevon, 1989; Pazzaglia and & Gardner, 1994; Pazzaglia and & Brandon, 1996; Jones *et al.*, 2002; Walford and & White, 2005).

Therefore, our objective is to make use of the only dataset available worldwide at a temporal resolution of 1 Myr: 2D regional sections that have been published for most of the basins. Consequently, the major challenge is to homogenize and integrate heterogeneous data (e.g. seismic section, wells, maps, etc.), showing very diverse qualities, spatial distributions and temporal resolutions. Thus, we developed a GIS-based method, established from published data, which compiles several 2D regional cross-sections in studied sedimentary basins. The volume of sediments preserved in the basin for each time increment is estimated from the interpolation between the cross-sections. The novel aspect of our approach is that we integrate the evolution of the whole domain in sedimentation (i.e. from the upstream onlap to the most distal deposits on the oceanic crust). One objective of this paper is to evaluate the conditions under which this simple approach, nevertheless easy to extend to a continental scale or even world wide, can be used to infer continental relief variations (the sedimentary archives of the domain in erosion, which are scarce by definition).

To test this approach, we identified a basin that covers an area large enough to incorporate the redistribution of sediments across the passive margin, as well as parallel to it. The studied area includes the South Atlantic margin basins in Namibia and South Africa; an area that is of particular interest from a methodological point of view. Indeed, previous works have already quantified the sedimentation rates at a lower temporal resolution (i.e. a scale of tens of Ma) using isopach maps (Rust & Summerfield, 1990; Rouby *et al.*, in

press). Also, significant work has been done to determine the denudation history of the margin since rifting (from fission track analysis: Gallagher & Brown, 1999a, 1999b; Raab *et al.*, 2002, 2005; Kohn *et al.*, 2005). These previous works have provided us with a very detailed framework within which we may verify the reliability of the multi-2D approach developed in this paper. Also, it has been shown that the volumes of sediments preserved in the Walvis and Orange basins represent a reliable estimation of the relief evolution in the associated continental domains since the denudation of the margin balances the volume of sediments preserved (Rouby *et al.*, in press). The resolution of this study, however, remains very low (four time increments for the Meso-Cenozoic) and an improved temporal resolution in the sediment budget history should provide significant insight for the relief evolution of the Namibian/South African margin.

We present the method of quantifying the sedimentation volumes and rates at a margin-scale based on 2D sections and the application to the Namibia-South Africa margin. We show the history of sedimentary accumulation with a resolution at the scale of the stratigraphic stage (x 1 Myr), with particular attention paid to the determination of uncertainties associated with the calculations. We then discuss the results in terms of methodology, as well as their implications for the relief evolution of the Namibia-South Africa margin.

2. METHOD

2.1. Principle

The volume of sediments preserved in the basin for each time increment was estimated from the interpolation of series of cross-sections compiled to represent the variability of the stratigraphic architecture of the basin (Fig. 2). The sediment volumes were measured for the entire basin: from the upstream onlap down to the most distal deposits over the oceanic crust. The cross-sections were established from the extrapolation of published cross-sections, usually limited to the most proximal part of the margin. They were integrated into a GIS database to allow for the quantification of geometric dimensions. For each time increment of each section, the mean deposited thickness and the area of deposition were measured, and, from this, the volume deposited was determined.

Such an approach is, out of necessity, simplified and first order. It does not address the mode of transport of the sediments from the erosion domain to the sedimentation domain (whether by wind or flood) or the potential time lag between the denudation in the continent and the sedimentation in the basin. Also, it does not take into account the chemical denudation since it is not recorded in the siliclastic supply trapped in the basins.

2.2. Initial cross-sections and dataset

Initial cross-sections were chosen among published data to represent the variability of the geometry of the basin (typically a few hundred kms apart) and usually had a temporal resolution at the scale of stratigraphic stages (i.e. from a few to tens of Myr). The first step was to use the data available in the literature (e.g. geological and palaeogeographic maps, age of oceanic crust, DSDP/ODP/IODP reports, published wells) in order to homogenize these initial sections in terms of the (i) horizontal and vertical scale, (ii) chronostratigraphic subdivisions (the calibration in absolute ages was based on the ICS stratigraphic chart, 2004) and (iii) lithology

(i.e. mean lithology for each time interval: percentages of sand, shale and carbonate). For the lithology, in the best-case scenario, information was provided with the initial cross-section. However, most commonly, only synthetic lithostratigraphic charts for the whole basin were available.

2.3. Extrapolated cross-sections and associated uncertainties

As already pointed out, published cross-sections are usually limited to the most proximal part of the margin (i.e. the platform domain; Fig. 3a). The second step of our method was therefore to extrapolate the initial sections over the whole sedimentary wedge: from the upstream onlap down to the most distal deposits over the oceanic crust (Fig. 3b). In order to do this, we used all of the data available. Geological maps and the age of the oceanic crust constrained the maximum extent of the sedimentary wedge at each time increment. DSDP/ODP/IODP and published wells provided local constraints on the age, extent, and lithology of the sedimentary wedge. Low resolution isopach maps (tens of Myr resolution), and old vintage seismic studies provided more detailed geometrical constraints. In the case of the Atlantic margins, regional seismic surveys from the 1970's were available (Emery *et al.*, 1975; Uchupi *et al.*, 1976; Emery & Uchupi, 1984).

In addition, in order to assess the uncertainties associated with this extrapolation step (Fig. 3c), we constructed several extrapolation hypotheses (usually the maximum, favoured, and minimum cases) for each initial cross-section. Figure 3 shows a theoretical example: hypothesis 1 is a geometry with a distal onlap of sediments on the oceanic crust (maximum); hypothesis 2 has a downlap at the toe of the shelf (minimum); and hypothesis 3 illustrates the case involving the erosion of the wedge deposited during the time interval Δt_3 after its deposition. In the latter case, the initial geometry of the time interval Δt_3 was reconstructed (Fig. 3d) to estimate the actually deposited wedge.

2.4. Mean deposited thickness for each time interval

We measured the length of the deposition (l_i in Fig. 3d) for each time increment Δt of each cross-section (and for each hypothesis). The actual curvilinear depositional length of the depositional profile was approximated by its horizontal component, since the slope of the sedimentary systems at that scale is negligible (e.g. the depositional profile reached a maximum of a thousand meters high for a length that was several hundreds of kms long). We then measured the section area of the deposited layer (A_i in Fig. 3d) and deduced the mean deposited thickness h_i ($h_i = A_i / l_i$).

2.5. Deposition area for each time interval

For each time increment Δt , we then mapped the horizontal area on which deposition occurred (deposition area $D_{\Delta t}$; Fig. 4). The maximum extent of the deposited wedge was mapped for each cross-section by its projection on the horizontal plan. It was then linearly interpolated between sections and projected from the edge sections onto the limits of the studied area (Fig. 4). This defined a polygon of deposition whose area could be measured (light grey area in Fig. 4). Uncertainty related to the extrapolation was estimated from the difference in area between the different hypotheses tested (dark grey area in Fig. 4).

2.6. Deposited volume for each time interval

We then determined the volume of sediment deposited for the time interval Δt (Fig. 5). To do this, the deposition area was subdivided into elementary polygons centred on the cross-sections (i.e. the sides of the polygon located at mid-distance between cross-sections; Fig. 5). The volume of sediments deposited in each polygon (V_i) was determined from its area (D_i) and the mean deposition thickness (h_i) measured on the cross-section (i) on which the polygon is centred ($V_i = D_i \times h_i$). The total volume of sediment deposited for the time interval $V_{\Delta t}$ is the sum of these elementary volumes. Uncertainty related to the extrapolation was estimated from the difference between D_i and h_i of the extrapolation hypotheses (dark grey area in Fig. 5).

2.7. Resolution and source of uncertainties

Assumptions

Several simplifications have been made. The volumes measured by this method correspond to volume of sediments currently preserved in the basin. They are therefore not corrected from porosity (the older sedimentation volumes and rate are more biased by compaction than the younger ones); in other words, they are not directly comparable with volumes of rock denuded on the continent.

Uncertainties in the age model

In most cases, the age attributed to formations is debatable because the source data are hardly ever published. Also, many ages attributed to formations are actually alleged without taking into account updates of the reference stratigraphic charts. Whenever source data were available, we re-calibrated the age to the up-to-date stratigraphic chart. If these data were not available, cases in other areas with similar age problems were used to estimate the uncertainties. Overall, these types of uncertainties generally fall within the range of the stratigraphic stage (x1 Myr). Thus, a possible test is to define several age models for the basin to assess the associated uncertainties.

Uncertainties in seismic velocities

Some published cross-sections were available only in two-way-travel time rather than in depth. In these cases, we performed the depth conversion using seismic velocities either provided by the authors (in the best case) or, most commonly, in publications for the same basin or area. We assumed a homogeneous velocity between each marker. We tested several velocity models in order to estimate the associated uncertainties.

Uncertainties in the extrapolation step

As described above, we systematically tested several extrapolation hypotheses (usually three) in order to assess the influence of the extrapolation step and determine the uncertainties from the difference between these cases.

Correction for post-depositional erosion

Post-depositional remobilization of sediments will not alter the total amount of sediment measured because volumes eroded for a given time interval will be included in a later time increment. However, it might alter the incremental measurement of volumes (volumes eroded for a given time interval should not be included in a later one). The method allows for a correction from this post depositional erosion (for example, see hypothesis 3 in Fig. 3) by reconstructing, for each time interval, the geometry of the deposited wedge before its subsequent erosion.

Correction for non-terrigenous contributions

The preserved volumes must be corrected for the non-terrigenous contribution (i.e carbonates and volcanics). For each time interval, the lithology was used to estimate a mean proportion of non-terrigenous contribution and the corresponding deposited volume was corrected from this amount.

3. APPLICATION TO THE NAMIBIA- SOUTH AFRICA MARGIN

The studied area includes the basins of the Namibian/South African passive margin located between the Walvis Ridge and the Falkland-Aghulas fracture zone (i.e. the Walvis, Luderitz and Orange Basins; Fig. 5). They are filled by a thick sedimentary wedge showing two main depocentres (i.e. the Walvis and Orange basins), reaching 8 km locally and thinning out seaward over 800-1000 km (Fig. 5).

3.1. Geological setting*3.1.1. Syn-rift and post-rift evolution*

The onset of the rift that led to the formation of this margin, as well as the exact geometry and extent of the syn-rift sequence, are not fully constrained. It is generally acknowledged that the rifting propagated northward from the Falkland-Aghulas fracture zone to the Walvis Ridge during the Upper Jurassic (i.e. between 144 and 160 Ma; see the review in Jackson *et al.*, 2000). Rift basins are filled by siliciclastic, continental fluvial and deltaic series (Van der Spuy, 2003). However, evidence from seaward-dipping reflectors (SDR: sub-aerial volcanic flow emplaced during rifting) indicates that these syn-rift geometries, along both the Namibian and South African margins, might include significant, but unknown, amounts of volcanics (e.g. Gladzenko *et al.*, 1998; Bauer *et al.*, 2000; Jackson *et al.*, 2000; Mohriak *et al.*, 2002; Van Der Spuy, 2003).

In contrast, the drift onset is fairly well constrained. The age of the break up is generally acknowledged to be at the end the Hauterivian (about 130 Ma; e.g. Brown *et al.*, 1995). The post-rift sedimentary sequence is a thick terrigenous wedge, of open marine environment, aggrading (slightly prograding) over most of the Cretaceous (130-65 Ma) and shifting seaward during a period of time from the latest Cretaceous to the early Cenozoic (65 Ma-present; e.g. Dingle *et al.*, 1983; Light *et al.*, 1993; Brown *et al.*, 1995; Stevenson & McMillan, 2004; Paton *et al.*, 2008).

The Meso-Cenozoic sedimentation in the Orange-Walvis basin is quasi-exclusively siliclastic (e.g. Dingle *et al.*, 1983; Brown *et al.*, 1995). Yet, in the platform domain, the predominantly terrigenous Cenozoic sediments are locally associated with isolated patches of carbonates that are a few kilometres in diameter (approximately three of them, depending on the period: near the Walvis Ridge, the present day Orange mouth and offshore Cape Town; Dingle *et al.*, 1983). Also, DSDP sites 360 (offshore Cape peninsula) and 362 (Walvis Ridge; Fig. 6) show that, during the Oligo-Miocene, a significant portion (70%) of the distal deposits (beyond the platform) are carbonate deposits (hemipelagites; Bolli *et al.*, 1978; Melguen, 1978).

3.1.2. Growth of the southern African plateau

The Namibian/South African passive margin forms the western rim of the southern African plateau. The relief of the domain in erosion currently contributing to the studied basins shows three domains: a low relief and a high average elevation plateau (> 1000 m; Fig. 6) bounded by high relief zones (i.e. steep escarpment faces) separating it from the coastline and a low relief and low elevation coastal plains. The origin and age of the plateau are highly debated. The very long wavelength of the anomaly (x 1000 km) suggests a deep origin (Nyblade & Robinson, 1994), potentially related to a mantle anomaly that has been characterized by seismic tomography below the current position of southern Africa (e.g. Ritsema *et al.*, 1999; Ni *et al.*, 1999; Nyblade *et al.*, 2000; Ritsema & Van Heijst, 2000; Ni *et al.*, 2002). A wide range of hypotheses has been proposed to date and to explain the uplift of southern Africa: a periodic uplift over the Mesozoic (plume-created uplift, Nyblade & Sleep, 2003); a relatively continuous uplift over the Mesozoic (a denudational rebound reflecting a drop in base level after the break-up of Gondwana; van der Beek *et al.*, 2002); a more discrete uplift starting at the end of the Triassic (dynamic rebound after slab detachment, Pysklywec & Mitrovica 1999); a rapid Jurassic uplift (magmatic underplating, Cox, 1989); a rapid late Cretaceous uplift (due to delamination of the lower lithosphere, Gallagher & Brown, 1999a, 1999b); an uplift in the late Cenozoic (~ 30 My, Burke, 1996; ~ 3 Ma, Partridge & Maud, 1987), and variable timing (depending strongly on the mantle viscosity; Gurnis *et al.* 2000).

3.2. Initial dataset

The chosen initial sections (Fig. 6) include two sections in the northern part of the basin (Walvis Basin; after Aizawa *et al.*, 2000) and three sections located south of the Luderitz arch (Orange Basin; after Aizawa *et al.*, 2000 and Brown *et al.*, 1995). For the extrapolation framework, we used a set of isopach maps (global sedimentary thickness after Exxon 1990; sedimentary thickness for the Neogene and Pre-Neogene after Emery & Uchupi, 1984; sedimentary thickness for the Upper and Lower Cretaceous, Palaeogene and Neogene after Dingle

et al., 1983). In terms of the wells, we mostly used the petroleum exploration well Kudu-9A (after McMillan, 1990) and DSDP sites 360, 361 and 362 (Bolli *et al.*, 1978; Fig. 6).

Three of the sections were only available in two-way-travel time (Aizawa *et al.*, 2000). We depth converted them, using seismic velocities provided by Emery *et al.* (1975) for the same area. We assumed a homogeneous velocity within four time-intervals (i.e. the basement, syn-rift and Lower Cretaceous, Upper Cretaceous and Cenozoic) and tested several velocity models that will be discussed below.

3.3. Homogenization of the initial cross-sections

The stratigraphic resolution of the initial cross-sections is variable (Fig. 6): the Cenozoic is represented by a single time-interval, whereas the Cretaceous resolution falls within the range of the stratigraphic stage (x 1 Myr). In addition, the boundaries of the time increments vary from one section to another. To minimize the propagation of errors, we did not extrapolate all the times lines in every section, but rather, kept their initial subdivisions. The complete homogenization in time increments was performed only when the volume was calculated. Also, as pointed out earlier, the geometry of the syn-rift deposits was not well defined in this study.

Despite these limitations, the extensive exploration of the Orange Walvis Basin has allowed for a very good stratigraphic description of the formations (e.g. seismic stratigraphy: Brown *et al.*, 1995; biostratigraphy on foraminifera: McMillan, 2003) and no stratigraphic “ambiguities” were encountered during the homogenization step.

3.4. Extrapolation and mean deposited thicknesses

We detailed the extrapolation step for section 2 only (Fig. 7). Three hypotheses were tested, varying the extrapolation seaward of the Upper Cretaceous and Cenozoic. We assumed that the relative thicknesses of the deposits on the platform could either be extrapolated seaward or represented a volumetric partitioning (i.e. the sediments trapped on the platform do not reach the distal part of the basin and sediments bypassing the platform are preferentially preserved at the toe of the platform). Consequently, we assumed the Turonian wedge to either downlap on the slope (sections 2a and 2c) or onlap further seaward on the Walvis Ridge (section 2b). The Coniacian-Maastrichtian is always onlapping the Walvis Ridge. The Cenozoic wedge is either thinning seaward (sections 2a and 2b; following the isopach map of Emery and Uchupi, 1984) or onlapping the Walvis Ridge (section 2c).

The 2D sedimentation rates (mean deposited thickness h_i versus time) determined for the three hypotheses are also shown in Fig. 7. In the three cases, the rates decreased during the Lower Cretaceous, followed by a significant increase in the lowermost Upper Cretaceous and a subsequent decrease in the Upper Cretaceous and Cenozoic. The variability between the hypotheses lies mostly in the intensity of the Upper Cretaceous peak (between 50 and 120 m/Myr).

3.5. Extrapolated sections and stratigraphic architecture of the Namibian-South African margin

We extrapolated three hypotheses for each of the five cross-sections: a minimum, a favoured and a maximum one. Figure 8 shows only the favoured hypotheses. However, the following description is relevant for all the interpretations. The stratigraphic architecture shows a significant variability along the Namibian-South African margin.

Lower Cretaceous

As the geometry of syn-rift deposits are not well constrained, they will not be detailed here. In the Orange Basin, the Lower Cretaceous is restricted to the proximal part of the margin, forming a thick wedge in the centre (section 4) and thinning outward (sections 3 and 5). Most of this thickening is actually related to the development of a significant Albo-Aptian wedge on the platform. In the Walvis Basin (sections 1 and 2), the Lower Cretaceous extends further seaward (reaching the Walvis ridge) and forms a fairly isopach wedge.

Upper Cretaceous

In the south of the Orange Basin (section 5), the Upper Cretaceous forms a thick and fairly isopach wedge, prograding over the basement and thinning seaward past 600 km. Alternatively, in the centre of the Orange Basin (section 4), it evolves from a thick proximal Cenomano-Campanian wedge shifting seaward to a major Campanian-Maastrichian depocentre located at the toe of the platform. The very different geometry of the Upper Cretaceous wedge between sections 4 and 5 is constrained by seismic reflexion data (Brown *et al.*, 1995) showing draping geometries to the south (section 5), evolving rapidly northward to clinoform geometries (section 4). Extrapolation beyond the area constrained by seismic data has been made accordingly.

In the northern part of the Orange Basin (section 3), the Upper Cretaceous is made of Cenomano-Turonian thin proximal deposits and a Coniacio-Maastrichian wedge covering the whole extent of the basin and thinning seaward.

In the Walvis Basin (sections 1 and 2), the Upper Cretaceous is made of thin Cenomano-Turonian proximal deposits and a thick seaward-shifting Coniacian to Maastrichian wedge located at the toe of the platform. From the Campanian and onward, the sedimentary wedge covers the whole extent of the basin.

Cenozoic

The Cenozoic forms a thick wedge mostly located at the toe of the platform in the Orange Basin (sections 4 and 5), thinning up and becoming more isopach and widely distributed to the north (sections 1 to 3).

3.6. Volumes and sedimentation rates

From the extrapolated sections, we computed the successive active areas and from this, the mean deposited thicknesses, the sedimentary volumes and sedimentation rates (Fig. 9). As already pointed out, the temporal resolution of the measurement is variable with time (one time increment for the Cenozoic, resolution at the scale of the stratigraphic stage in the Cretaceous). Also, the boundaries of the time increments vary from one

section to another. Therefore, we homogenized the temporal resolution of the measurements by recalculating the volumes and sedimentation rates for the shortest time increment encountered among the sections. In doing so, we obtained: one time step for the Cenozoic, four for the Upper Cretaceous and five for the Lower Cretaceous. In Fig. 9, uncertainties related to the extrapolation step (i.e. the difference between the three hypotheses tested) are indicated as follows: dark gray and black sections of the column for the sedimentary volumes and dashed area around the black curve for the sedimentation rates.

The syn-rift volumes and rates are not discussed here. The volumes of sediments preserved in the basin decreased from the Hauterivian to the lower Albian (from about $5 \cdot 10^5$ to less than 10^5 km^3), then increased to reach a major peak (about $15 \cdot 10^5 \text{ km}^3$) in the Campano-Maastrichtian and finally decreased again (to about $10 \cdot 10^5 \text{ km}^3$) in the Cenozoic. In terms of the sedimentation rates, the behaviour is similar: a decrease from $6 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$ at 130 Myr to $10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$ at 110 Myr, an increase to a maximum rate of about $9.5 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$ between 80 and 60 Myr and a decrease below $1.5 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$.

3.7. Uncertainties

Influence of uncertainties in the extrapolation step

The variability of our results related to the extrapolation step (i.e. testing two or three hypotheses on each section) ranged between ± 10 to $\pm 30\%$ for the volumes of sediments and between ± 10 to $\pm 30\%$ for the sedimentation rates (see the uncertainties shown in Fig. 9).

Influence of uncertainties in lithology

As pointed out, the Meso-Cenozoic sedimentation in the Orange-Walvis basin is quasi-exclusively siliclastic. As the volcanic contribution to syn-rift deposits is unknown, we did not consider these volumes in the discussion. Rouby *et al.* (in press) evaluated the contribution of the isolated patches of carbonates located on the platform to the volume of Cenozoic preserved sediments. They determined that it remains below 5%, i.e. within the uncertainties related to the extrapolation in our method. We assumed the associated error was within the resolution of our method. However, because of the non-negligible proportion of carbonate distal deposits (i.e. beyond the platform) of the Oligo-Miocene, the Cenozoic volume of sediments computed here is somewhat overestimated.

Influence of uncertainties in the age model

The quality of the stratigraphic description of the formation in the Orange-Walvis basin is such that we did not feel it necessary to test uncertainties on the age model. Indeed, in the Orange Basin, the quality of the biostratigraphic calibration (Foraminifera: McMillan in Brown *et al.*, 1995; McMillan, 2003) is among the best available, with a time resolution within the stratigraphic stage. In the Walvis Basin, no biostratigraphic data have been published, but the sections we used (Aizawa *et al.*, 2000) were calibrated by the authors on wells using the same type of biostratigraphic calibration as the one used in the Orange basin.

Influence of uncertainties in seismic velocities

We tested several velocity models in the depth conversion of the three sections available only in two-way-travel time (Aizawa *et al.*, 2000) to estimate the uncertainties associated to the spatial variability in interval seismic velocities. Indeed, the data of Emery *et al.* (1975) shows a spatial variability of about +/-10% in each time interval (from +/- 7% in the Cenozoic to +/- 13% in the Lower Cretaceous). This linearly results in an uncertainty of +/- 10% in the volumes calculated for those three sections. Again, this remains within the uncertainties related to the extrapolation in our method and is assumed to be within the resolution of our method.

4. DISCUSSION

4.1 Comparison with previous results

To discuss the reliability of our method in the estimation of sedimentary volumes preserved along the Namibian-South African margin, we compared our measurements with previous results (Fig. 10), i.e. the estimations of preserved solid volumes at low temporal resolution (four increments over the 130Myr period) by Rust & Summerfield (1990) and Rouby *et al.* (in press). In order to do this, we recalculated our measurements at a similar temporal scale (i.e. Lower and Upper Cretaceous and Cenozoic time steps). We also applied a rough porosity correction (a bulk removal of 40%) in order to convert our results in solid volumes. This correction amount is determined from the mean porosity correction applied by Rouby *et al.* (in press) in a depth-dependent porosity correction in the same area. Because this is a first order correction, we do not expect a perfect fit.

However, despite this approximation, our results are in fairly good agreement with these previous works: they fall within the same order of magnitude (below $1.5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$) and show a similar trend within the associated uncertainties (Fig. 10). At this resolution, our results correspond to a volume of approximately $0.8 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ for the lower Cretaceous, increasing to almost $1.5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in the Upper Cretaceous and decreasing to roughly $0.6 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in the Cenozoic. Similarly, Rouby *et al.* (in press) and Rust & Summerfield (1990) show volumes about 0.7 and $0.6 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, respectively, in the Lower Cretaceous, increasing to 0.75 and $1 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, respectively, in the Upper Cretaceous and decreasing below $0.5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in the Cenozoic (Paleogene and Neogene) for Rouby *et al.* (in press) and to $0.7 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in the Paleogene and $0.4 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in the Neogene for Rust & Summerfield (1990).

4.2 The siliclastic budget of the Namibian and South African margins and causes of erosion variations

As shown earlier, sediment accumulation along the Namibian-South African margin shows important variations with time, both in terms of volumes and sedimentation rates (Fig. 10), and which can be described in four periods.

Hauterivian-Aptian (136 - 112 Myr)

During the Hauterivian – Barremian, significant volumes of sediments were preserved (ca. $4.5 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ and $6 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$). The supply then decreased during the Aptian (below $2.5 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ and $2 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$).

Since the drift onset took place at the end of the Hauterivian, the cause of the relief variation causing this important sedimentary supply can safely be attributed to the erosion of some rift-related relief. Furthermore, the decrease in terrigenous sediment supply toward the basin during the subsequent 10-20 Myr is the expected behaviour for the relaxation of this rift-related topography (i.e. simply eroded as a function of elevation) or a steady-state scarp retreat model.

Albian-Cenomanian (112 - 93 Myr)

The Lower Albian corresponds to the absolute minima of sediment accumulation since 150 Myr (below $0.5 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ and $10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$) and marks the end of the decrease in the sediment accumulation described above. The accumulation then slightly increased during the Lower Albian (ca. $0.75 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ and $10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$) and Cenomanian (ca. $1.75 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ and $2.75 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$). A contemporaneous low in sedimentation accumulation has been identified along the north-eastern margin of the plateau (i.e. the Zambezi basin: Walford *et al.*, 2005), as well as along the southern margin (Tinker *et al.*, 2008b), though to a lesser extent.

A change in annual precipitation, decreasing the erosivity in the drainage area could decrease the denudation rate and, in doing so, the terrigenous supply in the sedimentary basin (e.g. Bonnet & Crave 2003). However, the available palaeoclimatic reconstruction does not indicate a significant increase in precipitation during the Middle Cretaceous (e.g. Chumakov *et al.*, 1995). On the contrary, southern Africa remained in arid conditions until the end of the Cretaceous, where only the southern tip of the continent reached the transition in the mid-latitude temperate/warm humid belt (Chumakov *et al.*, 1995).

Therefore, the low sedimentation rates of the Albo-Cenomanian can be attributed to the ongoing relaxation of the rift-related relief (or scarp retreat), further decreasing the sediment supply to the basin. This is also consistent with the stratigraphic architecture of the sedimentary wedge. Indeed, it showed a major transgression during the Aptian (e.g. Brown *et al.*, 1995; Paton *et al.*, 2008) resulting in a drowning of the platform and coastal plain as the sedimentary supply became lower than the subsidence of the margin. The deposits following this event are either limited (Fig. 8) or restricted to the most proximal part of the basin: prograding clinoforms on the proximal platform (Section 4 in Fig. 8). These geometries are therefore coherent with a very low, or even absent, relief in the drainage area (e.g. the drowning of a significant part of the sedimentary system) and are themselves associated with a depletion of the sediment volume reaching the basin, amplifying the already reduced supply (i.e. low or absent relief).

Turonian-Maastrichtian (93 - 65 Myr)

During the Turonian, Coniacian and Santonian (93 - 84 Myr), the sediment supply increased progressively (to $3.5 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ in the Santonian, with a maximum rate of approximately $5.5 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$ in the Turonian). It then increased to form the major peak of the Campano - Maastrichtian (about $15 \cdot 10^5 \text{ km}^3$, about $9.5 \cdot 10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$). These maxima in sedimentary volumes and sedimentation rates, well exceeding the Lower Cretaceous peak, occurred over 50 Ma after the rifting event. It therefore implies significant relief reorganization at that time.

In addition, a contemporaneous peak increase in sedimentation accumulation has also been identified along the southern (Tinker *et al.*, 2008) and the north-eastern margins of the plateau (i.e. the Zambezi basin: Walford *et al.*, 2005) using isopach maps. Also, thermochronology studies have documented a contemporaneous peak in denudation along the other margins of the plateau (e.g. Namibia: Raab *et al.*, 2002, 2005; the Drakensberg: Brown *et al.*, 2002; Van der Beek *et al.*, 2002; the southern margin: Tinker *et al.*, 2008a; 2008b). This relief reorganization is therefore widely distributed, most probably at the scale of the whole South African plateau.

In a framework such as ours, where the transport mechanism of the sediments from the erosion to the sedimentation domain and chemical denudation are not taken into account and where no major eustatic variation has been documented (Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 2005), four causes of relief variations in the hinterland resulting in an increase of siliclastic sedimentary supply toward the basin have been discussed (Rouby *et al.*, in press).

(i) Summerfield (2007) suggested that the Orange River, which drains the Karoo basin on the plateau, was affected by changes in the lithology of the eroded substrate, increasing its erodibility between the resistant Karoo dolerites initially capping the underlying softer Karoo shales and sandstones. This process is likely to increase the denudation rate and, in doing so, the terrigenous supply in the sedimentary basin (e.g. Tucker and Slingerland, 1986; Van der Beek *et al.*, 2002). However, because the increase in accumulation is also observed along the southern margins of the plateau (i.e. draining the cape fold belt, Tinker *et al.*, 2008) as well as the north-eastern margin (i.e. the Zambezi basin; Walford and White, 2005); in other words, in areas without this potential lithologic contrast of the eroded basement, we do not favour this interpretation.

(ii) Rust & Summerfield (1990) suggested that small coastal catchments developing on the flanks of the rift shoulders and capturing the previously internally drained plateau by headward erosion might increase the drainage area of the Orange river, and in doing so, the sedimentary supply to the basin. Again, this process does not explain the increase in sediment accumulation along the other margins of the plateau.

(iii) As already pointed out, no significant alterations of annual precipitation during the Upper Cretaceous have been suggested in the literature (Chumakov *et al.*, 1995). Furthermore, the clay spectrum recorded offshore the Cape Peninsula (DSDP site 361) did not register any particular event during the Upper Cretaceous (e.g. Robert *et al.*, 1979; Robert, 1982) and palynologic analyses of Upper Cretaceous kimberlite pipes indicate either arid or slightly warmer and wetter conditions (e.g. Scholtz, 1985; Smith, 1986; Rayner *et al.*, 1991).

(iv) An uplift event in the Upper Cretaceous would explain the denudation and sedimentary supply increase both along the western and southern margins of the plateau (e.g. Dingle *et al.*, 1983; Selby 1985; Duff, 1993; Moore, 1999; Gallagher & Brown, 1999a, 1999b; Raab *et al.*, 2002, 2005; Brown *et al.*, 2002; Van der Beek *et al.*, 2002; Tinker *et al.*, 2008a). It could be associated to the magmatic history of the region (i.e. a proxy for the thermal state of the lithosphere), showing a strong variation during the Upper Cretaceous, with a peak around 90 Ma, contemporaneous of a peak in the emplacement age of kimberlites in southern Africa (e.g. Smith *et al.*, 1985; Moore, 1999; Jelsma *et al.*, 2004).

Cenozoic (65 - 0 Myr)

Our model has a very low resolution for the Cenozoic period (i.e. a single time increment). The total deposited volumes is about $9 \cdot 10^5 \text{ km}^3$ for a mean deposition rate of roughly $10^4 \text{ km}^3/\text{Myr}$, in other words, a significantly reduced rate, falling in the same order of magnitude than during the Aptian and Albian (between 125-100 Myr). A similar observation can be made along the southern margin of the plateau (Tinker *et al.*, 2008b).

A Miocene uplift has been documented along the South Atlantic margin from Angola to Gabon (Lavier *et al.*, 2001; Hudec *et al.*, 2004; Jackson *et al.*, 2005) and along the eastern margin in Mozambique (Key *et al.*, 2008). Also, a significant increase in the sedimentary supply has been documented along the north-eastern margin of the plateau (i.e. the Zambezi: Walford & White, 2005). Partidge & Maud (1987) suggested that this uplift event also affected the South African plateau. However, the amount of sediments preserved along the South Africa and Namibia margin is low enough to support the fact that there was not a major increase in the denudation during the Cenozoic. This is consistent with the occurrence of local carbonate platforms developing in the Palaeocene-Eocene (Dingle *et al.*, 1983). Though the volume of these deposits is limited, they indicate that at least locally, the terrigenous supply was low enough to allow for the development of these carbonates. This is also consistent with the low denudation determined from thermochronology since 30 Myr around the South African plateau (Kohn *et al.*, 2005). Furthermore, this period is marked by more humid conditions in the Early Miocene (e.g. Pickford *et al.*, 1996); thus, if an Oligo-Miocene uplift had indeed affected the Namibian and South African margins, this would have been recorded in both the denudation and sedimentary supply. Therefore, despite their very low temporal resolution for that period, our data support the fact that an Oligo-Miocene uplift is not recorded south of the Walvis Ridge.

4.3. Further developments

To further develop our method of measuring sedimentary volumes and sedimentation rates in basins, some methodological developments are necessary. (i) One important step is the integration of a depth-dependent porosity correction of the measured volumes to reach solid volumes directly comparable to the denudation of rock volume on the continent. (ii) Obviously, the systematic access to seismic surveys covering the whole sedimentary system (down to the abyssal plain) would avoid the extrapolation step and the associated uncertainties. Also, significant progress on the calibration in absolute ages could be obtained by the systematic re-appraisal of the biostratigraphy of often poorly defined major basins.

To further discuss the dynamics of southern Africa relief and the associated erosion fluxes, several other directions are possible. (iii) To obtain a better view of the distribution of the terrigenous supply, this approach is being extended to other margins of the South African plateau (e.g. the Moçamedes and Namib basins; the Natal-Zululand basins; the Mozambique basin), to complete the basins already analyzed in that perspective (e.g. the Outeniqua: Tinker *et al.*, 2008b; and Zambezi: Walford & White, 2005). In addition, sedimentary basins located further north, along the western and eastern margins of the continent, may provide key information with respect to the actual extent of the Upper Cretaceous relief reorganization or the occurrence of others. (iv) Aside from the sediment supply history, the quantification of vertical movements within the sedimentary basins may provide key information to gain insight in the determination of the uplift history in the continental domain. They could

be determined from the variation of accommodation space by backstripping methods. (v) Last but not least, the integration of the denudation/sedimentation history within a lithospheric deformation and/or mantle framework explicitly linked to surface processes, with an approach based on numerical modelling and constrained by available geological data, is a major goal of our ongoing and future work, both in the case of passive margins or at a continental scale.

(vi) Finally, to further discuss the balance between denudation on the continent and sedimentation in the adjacent basins, a chemical denudation evaluation should be integrated. Indeed, since this contribution is not recorded in the siliclastic supply of basins, the part of the relief dynamics related to chemical erosion is neglected in our approach. The magnitude of the sediment flux produced by these processes remains a critical unknown. One approach to resolve this issue is to examine the mineralogy and chemistry of terrigenous minerals in the basin sediments and possibly in situ alteration products.

5. CONCLUSIONS

We developed and tested a simple approach to quantify terrigenous volumes preserved in sedimentary basins, taking into account the whole sedimentary basin from the onshore onlap down to the most distal deposits over the oceanic crust. The volume of sediments was estimated from the interpolation of series of cross-sections established from the extrapolation of published cross-sections, usually limited to the most proximal part of the margin. For each time increment of each section, the mean deposited thickness and the area of deposition were measured, and, from this, we determined the volume deposited. We specifically addressed the evaluation of uncertainties related to the extrapolation step by testing several extrapolation hypotheses for each cross-section and by quantifying the difference between them.

Using this approach, we quantified the evolution of the preserved sedimentary volume along the Namibian-South African margin using five cross-sections. Our estimates of the total preserved volume are in good agreement with previous studies at lower temporal resolution (Rust & Summerfield, 1990; Rouby *et al.*, in press).

Sediment supply along this margin shows important variations through time. During an initial period (135-100 Myr) following the rifting and break-up, significant sedimentation rates were recorded and progressively decreased to a minimum during the Albian. This trend corresponds to the progressive relaxation of rift-related relief (or scarp retreat), potentially entirely eroded around 110 Myr. The sediment supply then increased toward a maximum in the Campano-Maastrichian (85-65 Myr), largely exceeding previous sedimentation rates. This trend corresponds to a relief reorganization driven by an uplift which probably affected most of the South African plateau. The trend during the Cenozoic is less well constrained, but the low mean sedimentation rates support the fact that no major uplift is recorded along the Namibian-South African margin since 65 Myr.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Dr Sarah Mullin for post-editing the English style. This work had been funded by the CNRS/INSU “Relief de la Terre” and “ECLIPSE” programs between 2004 and 2006.

For Review Only

REFERENCES

- AIZAWA, M., BLUCK, B., CARTWRIGHT, J.A., MILNER, R., SWART, R. & WARD, J. (2000) Constraints on the Geomorphological Evolution of Namibia from the Offshore Stratigraphic Record. *Commun. Geol. Surv. Namibia*, **12**, 337-346.
- BAUER, K., NEBEN, S., SCHRECKENBERGER, B., EMMERMANN, R., HINZ, K., FECHNER, N., GOHL, K., SCHULZE, A., TRUMBULL, R.B. & WEBER, K. (2000) Deep Structure of the Namibia Continental Margin as Derived from Integrated Geophysical Studies. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 25829-25853.
- BOLLI, H.M., RYAN, W.B.F. & OTHERS (1978) Cape Basin Continental Rise - Sites 360 and 361. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Ed. by H. M. Bolli, W. B. F. Ryan & others), **40**, 29-182. U.S. Government Printing Office, Washington.
- BONNET, S. & CRAVE, A. (2003) Landscape Response to Climate Change: Insights from Experimental Modeling and Implications for Tectonic Versus Climatic Uplift of Topography. *Geology*, **31**, 123-126.
- BROWN, L.F., BENSON, J.M., BRINK, G.J., DOHERTY, S., JOLLANDS, A., JUNGSLAGER, E.H.A., KEENAN, J.H.G., MUNTINGH, A. & VAN WYK, N.J.S., eds. (1995) *Sequence Stratigraphy in Offshore South African Divergent Basins*. AAPG Studies in Geology, 41, American Association Petroleum Geologists, Tulsa.
- BROWN, R., SUMMERFIELD, M.A. & GLEADOW, A.J.W. (2002) Denudational History Along a Transect across the Drakensberg Escarpment of Southern Africa Derived from Apatite Fission Track Thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 2350.
- BURKE, K. (1996) The African Plate. *South African Journal of Geology*, **99**, 341-409.
- CHUMAKOV, N.M., ZHARKOV, M.A., HERMAN, A.B., DOLUDENKO, M.P., KALANDADZE, N.N., LEBEDEV, E.L., PONOMARENKO, A.G. & RAUTIAN, A.S. (1995) Climatic Belts of the Mid-Cretaceous Time. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **3**, 241-260.
- CLIFT, P., GAEDICK, C., EDWARDS, R., LEE, J.I., HILDEBRAND, P., AMJAD, S., WHITE, R.S. & SCHLÜTER, H.U. (2002) The Stratigraphic Evolution of the Indus Fan and the History of Sedimentation in the Arabian Sea. *Marine Geophysical Researches*, **23**, 223-245.
- COX, K.G. (1989) The Role of Mantle Plumes in the Development of Continental Drainage Patterns. *Nature*, **342**, 873-877.
- DINGLE, R.V., SIESSER, W.G. & NEWTON, A.R. (1983) *Mesozoic and Tertiary Geology of Southern Africa*. Balkema, Rotterdam.
- DUFF, P.M.D. (1993) *Holmes' Principles of Physical Geology*. Chapman & Hall, London.
- EMERY, K.O. & UCHUPI, E. (1984) *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer Verlag, Berlin.
- EMERY, K.O., UCHUPI, E., BOWIN, C., PHILLIPS, J. & SIMPSON, E.S.W. (1975) Continental Margin Off Western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis (South-West Africa). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59**, 3-59.
- EXXON WORLD MAPPING PROJECT, I. (1985) *Tectonic Map of the World*. Exxon Production Research Company, Houston, USA.
- GALLAGHER, K. & BROWN, R. (1999a) The Mesozoic Denudation History of the Atlantic Margins of Southern Africa and Southeast Brazil and the Relationship to Offshore Sedimentation. In: *The Oil and Gas Habitats of South Atlantic* (Ed. by N. R. Cameron, R. H. Bate & V. S. Clure), **153**, 41-53. Geol. Soc. Sp. Public., London.
- GALLAGHER, K. & BROWNS, R. (1999b) Denudation and Uplift at Passive Margins: The Record of the Atlantic Margin of Southern Africa. *Philosophical Transactions Royal Society of London*, **357**, 835-859.
- GLADCZENKO, T.P., SKOGSEID, J. & ELDHOM, O. (1998) Namibia Volcanic Margin. *Marine Geophysical Researches*, **20**, 313-341.
- GURNIS, M., MITROVICA, J.X., RITSEMA, J. & VAN HEIJST, H. (2000) Constraining Mantle Density Structure Using Geological Evidence of Surface Uplift Rates: The Case of the African Superplume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **1**, 1999GC000035.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) Chronology of Fluctuating Sea-Levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1166.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIENSKY, P.C. & VAIL, P.R. (1998) Mesozoic-Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. In: *Sequence Stratigraphy of European Basins* (Ed. by P. C. de Gracienky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P. R. Vail & M. B. Farley), **59**. SEPM Special Publication.
- HUDEC, M.R. & JACKSON, M.P.A. (2004) Regional Restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt Tectonics Triggered by Repeated Uplift of a Metastable Passive Margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **88**, 971-990.

- ICS (2004) International Stratigraphic Chart. International Commission of Stratigraphy.
- JACKSON, M.P., CRAMEZ, C. & FONCK, J.P. (2000) Role of Subaerial Volcanic Rocks and Mantle Plume in Creation of South Atlantic Margins: Implications for Salt Tectonics and Source Rocks. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 477-498.
- JACKSON, M.P.A., HUDEC, M.R. & HEGARTY, K.A. (2005) The Great West African Tertiary Coastal Uplift: Fact or Fiction? A Perspective from the Angolan Divergent Margin. *Journal of Geophysical Research*, **24**, TC6014, doi: 6010.1029/2005TC001836.
- JELSMA, H.A., DE WIT, M.J., THIART, C., DIRKS, P.H.G.M., VIOLA, G., BASSON, I.J. & ANCKAR, E. (2004) Preferential Distribution Along Transcontinental Corridors of Kimberlites and Related Rocks of Southern Africa. *South African Journal of Geology*, **107**, 301-324.
- JONES, S.M., WHITE, N.J., CLARKE, B.J., ROWLEY, E. & GALLAGHER, K. (2002) Present and Past Influence of the Iceland Plume on Sedimentation. In: *Exhumation of the North Atlantic Margin* (Ed. by A. G. Dore, J. A. Cartwright, M. S. Stocker, J. P. Turner & N. J. White), **196**, 13-25. Geological Society Special Publication, London.
- KEY, R., SMITH, R.A., SMELROR, M., SAETHER, O.M., THORSNES, T., POWELL, J.H., NJANGE, F. & ZANDAMELA, E.B. (2008) Revised Lithostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic Succession of the Onshore Rovuma Basin, Northern Coastal Mozambique. *South African Journal of Geology*, **111**, 89-108.
- KOHN, B.P., GLEADOW, A.J.W., BROWN, R.W., GALLAGHER, K., LORENCAK, M. & NOBLE, W.P. (2005) Visualizing Thermotectonic and Denudation Histories Using Apatite Fission Track Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **58**, 527-565.
- LAVIER, L.L., STECKLER, M.S. & BRIGAUD, F. (2001) Climatic and Tectonic Control on the Cenozoic Evolution of the West African Margin. *Marine Geology*, **178**, 63-80.
- LETURMY, P., LUCAZEAU, F. & BRIGAUD, F. (2003) Dynamic Interactions between the Gulf of Guinea Passive Margin and the Congo River Drainage Basin: 1. Morphology and Mass Balance. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2383-2396.
- LIGHT, M.P.R., MASLANYI, M.P., GREENWOOD, R.J. & BANKS, N.L. (1993) Seismic Sequence Stratigraphy and Tectonics Offshore Namibia. In: *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy* (Ed. by G. D. Williams & A. Dobb), **71**, 67-85. Geol. Soc. Sp. Public.
- MCMILLAN, I.K. (1990) Foraminiferal Biostratigraphy of the Barremian to Miocene Rocks of the Kudu 9a-1, 9a-2 and 9a-3 Boreholes. *Commun. Geol. Surv. Namibia*, **6**, 23-29.
- MCMILLAN, I.K. (2003) Foraminiferally Defined Biostratigraphic Episodes and Sedimentation Pattern of the Cretaceous Drift Succession (Early Barremian to Late Maastrichtian) in Seven Basins of the South African and Southern Namibian Continental Margin. *South African Journal of Science*, **99**, 537-576.
- MELGUEN, M. (1978) Facies Evolution, Carbonate Dissolution Cycles in Sediments from the Eastern South Atlantic (Dsdp Leg 40) since the Early Cretaceous. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Ed. by H. M. Bolli, W. B. F. Ryan & others), **40**, 981-1024. U.S. Government Printing Office, Washington.
- MÉTIVIER, F., GAUDEMER, Y., TAPPONNIER, P. & KLEIN, M. (1999) Mass Accumulation Rates in Asia During the Cenozoic. *Geophysical Journal International*, **137**, 280-318.
- MILLER, K.G., KOMINZ, M.A., BROWNING, J.V., WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G.S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B.S., CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S.F. (2005) The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, **310**, 1293-1298.
- MOHRIAK, W., ROSENDAHL, B.R., TURNER, J.P. & VALENTE, S.C. (2002) Crustal Architecture of South Atlantic Volcanic Margins. In: *Volcanic Rifted Margins* (Ed. by M. Menzies, S. L. Klemperer, C. J. Ebinger & J. Baker), **362**, 159-202. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado.
- MOORE, A.E. (1999) A Reappraisal of Epeirogenic Flexure Axes in Southern Africa. *South African Journal of Geology*, **102**, 363-376.
- NI, S., DING, X., HELMBERGER, D.V. & GURNIS, M. (1999) Low-Velocity Structure beneath Africa from Forward Modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, **170**, 497-507.
- NI, S., TAN, E., GURNIS, M. & HELMBERGER, D. (2002) Sharp Sides to the African Superplume. *Science*, **296**, 1850-1852.
- NYBLADE, A.A., OWENS, T.J., GURROLA, H., RITSEMA, J. & LANGSTON, C.A. (2000) Seismic Evidence for a Deep Upper Mantle Thermal Anomaly beneath East Africa. *Geology*, **28**, 599-602.
- NYBLADE, A.A. & ROBINSON, S.W. (1994) The African Superswell. *Geophysical Research Letters*, **21**, 765-768.

- NYBLADE, A.A. & SLEEP, N.H. (2003) Long Lasting Epeirogenic Uplift Mantle Plumes and the Origin of the Southern African Plateau. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**, 1105, doi 10.1029/2003GC0000573.
- PARTRIDGE, T.C. & MAUD, R.R. (1987) Geomorphic Evolution of Southern Africa since the Mesozoic. *South African Journal of Geology*, **90**, 179-208.
- PATON, D., VAN DER SPUIY, D., DI PRIMIO, R. & HORSFIELD, B. (2008) Tectonically Induced Adjustment of Passive Margin Accommodation Space; Influence on the Hydrocarbon Potential of the Orange Basin, South Africa. *American Association of Petroleum geologist Bulletin*, **92**, 589-609.
- PAZZAGLIA, F.J. & BRANDON, M.T. (1996) Macrogeomorphic Evolution of the Post-Triassic Appalachian Mountains Determined by Deconvolution of the Offshore Basin Sedimentary Record. *Basin Research*, **8**, 255-278.
- PAZZAGLIA, F.J. & GARDNER, T.W. (1994) Late Cenozoic Flexural Deformation of the Middle U.S. Atlantic Passive Margin. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 12143-12157.
- PICKFORD, M., SENUT, B., MEIN, P., GOMMERY, D., MORALES, J., SORIA, D., NIETO, M. & WARD, J. (1996) Preliminary Results of New Excavations at Arrisdrift, Middle Miocene of Southern Namibia. *Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris*, **322**, 991-996.
- POAG, C.W. & SEVON, W.D. (1989) A Record of Appalachian Denudation in Post-Rift Mesozoic and Cenozoic Sedimentary Deposits of the U.S. Middle Atlantic Continental Margin. *Geomorphology*, **2**, 119-157.
- PYSKLWEC, R.N. & MITROVICA, J.X. (1999) The Role of Subduction Induced Subsidence in the Evolution of the Karoo Basin. *Journal of Geology*, **107**, 155-164.
- RAAB, M.J., BROWN, R.W., GALLAGHER, K., CARTER, A. & WEBER, K. (2002) Late Cretaceous Reactivation of Major Crustal Shear Zones in Northern Namibia: Constraints from Apatite Fission Track Analysis. *Tectonophysics*, **349**, 75-92.
- RAAB, M.J., BROWN, R.W., GALLAGHER, K., WEBER, K. & GLEADOW, A.J.W. (2005) Denudational and Thermal History of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya Igneous Complexes on Namibia's Atlantic Passive Margin. *Tectonics*, **24**, TC3006, doi:10.1029/2004TC001688.
- RAYNER, R.J., WATERS, S.B., MCKAY, I.J., DOBBS, P.N. & SHAW, A.L. (1991) The Mid-Cretaceous Palaeoenvironment of Central Southern Africa (Orapa, Botswana). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **88**, 147-156.
- RITSEMA, J. & VAN HEIJST, H. (2000) New Seismic Model of the Upper Mantle beneath Africa. *Geology*, **28**, 63-66.
- RITSEMA, J., VAN HEIJST, H. & WOODHOUSE, J. (1999) Complex Shear Wave Velocity Structure Imaged beneath Africa and Iceland. *Science*, **286**, 1925-1928.
- ROBERT, C. (1982) Modalité De La Sédimentation Argileuse En Relation Avec L'histoire Géologique De L'atlantique Sud. Thèse de Doctorat d'Etat - Sciences Thesis, Université d'Aix-Marseille II.
- ROBERT, C., HERBIN, J.P., DEROO, G., GIROUD D'ARGOUD, G. & CHAMLEY, H. (1979) L'atlantique Sud Au Crétacé D'après L'étude Des Minéraux Argileux Et De La Matière Organique (Legs 30 Et 40 Dsdp). *Oceanologica Acta*, **2**, 209-218.
- ROUBY, D., BONNET, S., GUILLOCHEAU, F., GALLAGHER, K., ROBIN, C., BIANCOTTO, F., DAUTEUIL, O. & BRAUN, J. Sediment Supply to the Orange Sedimentary System over the Last 150 My: An Evaluation from Sedimentation/Denudation Balance. *Marine and Petroleum Geology*, **In Press, Corrected Proof**.
- RUST, D.J. & SUMMERFIELD, M.A. (1990) Isopach and Borehole Data as Indicators of Rifted Margin Evolution in Southwestern Africa. *Marine and Petroleum Geology*, **7**, 277-287.
- SCHOLTZ, A. (1985) The Palynology of the Upper Lacustrine Sediments of the Arnot Pipe, Banke, Namaqualand. *Annals of the South African Museum*, **95**, 1-109.
- SELBY, M.J. (1985) *Earth's Changing Surface : An Introduction to Geomorphology*. Clarendon Press, Oxford.
- SMITH, C.B., ALLSOPP, H.L., KRAMERS, J.D., HUTCHINSON, G. & RODDICK, J.C. (1985) Emplacement Ages of Jurassic-Cretaceous South African Kimberlites by the Rb-Sr Method on Phlogopite and Whole-Rock Samples. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **88**, 249-266.
- SMITH, R.M.H. (1986) Sedimentation and Palaeoenvironments of Late Cretaceous Crater-Lake Deposits in Bushmanland, South Africa. *Sedimentology*, **33**, 369-386.

- STEVENSON, I.R. & MCMILLAN, I.K. (2004) Incised Valley Fill Stratigraphy of the Upper Cretaceous Succession, Proximal Orange Basin, Atlantic Margin of Southern Africa. *Journal of the Geological Society*, **161**, 185-208.
- SUMMERFIELD, M.A. (2007) Constraining the Surface Uplift and Denudational Record of Southern Africa. In: *International Workshop Abstract Book TopoAfrica - Evolution of African Topography over the Last 250 My : From the Sedimentary Record to Mantle Dynamics* (Ed. by J. Braun, O. Dauteuil, K. Gallagher, F. Guillocheau, C. Robin, D. Rouby & J. J. Tiercelin), **Hors Série 7**, 90. Mémoire de Géosciences Rennes, November 13-16, 2007, Rennes.
- TINKER, J., DE WIT, M. & BROWN, R. (2008) Linking Source and Sink: Evaluating the Balance between Onshore Erosion and Offshore Sediment Accumulation since Gondwana Break-up, South Africa. *Tectonophysics*, **455**, 94-103.
- TINKER, J., DE WIT, M. & BROWN, R. (2008) Mesozoic Exhumation of the Southern Cape, South Africa, Quantified Using Apatite Fission Track Thermochronology. *Tectonophysics*, **455**, 77-93.
- TUCKER, G.E. & SLINGERLAND, R. (1996) Predicting Sediment Flux from Fold and Thrust Belts. *Basin Res.*, **8**, 329-349.
- UCHUPI, E., EMERY, K.O., BOWIN, C. & PHILLIPS, J.D. (1976) Continental Margin Off Western Africa: Senegal to Portugal. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **60**, 809-878.
- UNESCO-CGMW, CHOUBERT, G. & FAURE-MURET, A. (1990) International Geological Map of Africa, CGWM & Unesco.
- VAN DER BEEK, P., SUMMERFIELD, M.A., BRAUN, J., BROWN, R.W. & FLEMING, A. (2002) Modeling Postbreakup Landscape Development and Denudational History of the Southeast African (Drakensberg Escarpment) Margin. *Journal of Geophysical Research*, **107**.
- VAN DER SPUIY, D. (2003) Aptian Source Rocks in Some South African Cretaceous Basins. In: *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologie* (Ed. by M. A. Arthur, D. S. MacGregor & N. R. Cameron), **207**, 185-202. Geological Society Special Publications, London.
- WALFORD, H.L., WHITE, N.J. & SYDOW, J.C. (2005) Solid Sediment Load History of the Zambezi Delta. *Earth and Planetary Science Letters*, **238**, 49-63.

FIGURE CAPTIONS.

Figure 1: Sketch of a margin sedimentary system defined from the drainage divide down to the distal most deposits onto the oceanic crust, i.e. including the areas both in erosion and in sedimentation. Parameters influencing the transfer of sediments from one domain to another are shown: climate and deformation.

Figure 2: Principle of the method. During the time interval Δt , the volume of sediments $V\Delta t$ preserved in the basin is estimated from the interpolation of a series of homogenized cross-sections. These 2D sections are designed to represent the variability of the stratigraphic architecture of the basin and to cover the whole sedimentary wedge from the onshore onlap down to the most distal deposits over the oceanic crust.

Figure 3: Method of extrapolation for the initial cross-sections and measurement of the mean deposited thickness for each time interval. (a) The initial cross-section is extrapolated across (b) the whole sedimentary wedge using available data (e.g. bathymetry, ODP wells, total isopach maps, subsurface data, etc.). (c) For each initial section, three hypotheses are established within this extrapolation framework. See text for details. (d) For each time increment Δt_i , mean deposition length l_i and deposited section area A_i are measured. The mean deposited thickness h_i is then deduced as $h_i = A_i / l_i$.

Figure 4: Principle of mapping of the area of deposition for each time increment Δt (light grey area). The extent of the deposited wedge is mapped along each section (we only show section 1) and interpolated from one section to another. The uncertainties associated with the extrapolation step (dark grey area) are estimated from the difference between the three hypotheses (i.e. minimum, favoured, maximum) established for each section (we only show the hypotheses for section 1).

Figure 5: Volume of sediment deposited for time interval Δt . The deposition area is subdivided into elementary polygons centred on the 2D sections; the sides of the polygon are located at mid-distance between the sections. The volume of deposited sediments for each polygon (V_i) is determined from its area (D_i) and the mean deposition thickness (h_i) measured on the section on which the polygon is centred. The total volume of sediment deposited for the time interval is the sum of these elementary volumes $V = \sum V_i$. The associated uncertainties are estimated from the difference between the three hypotheses established for each section.

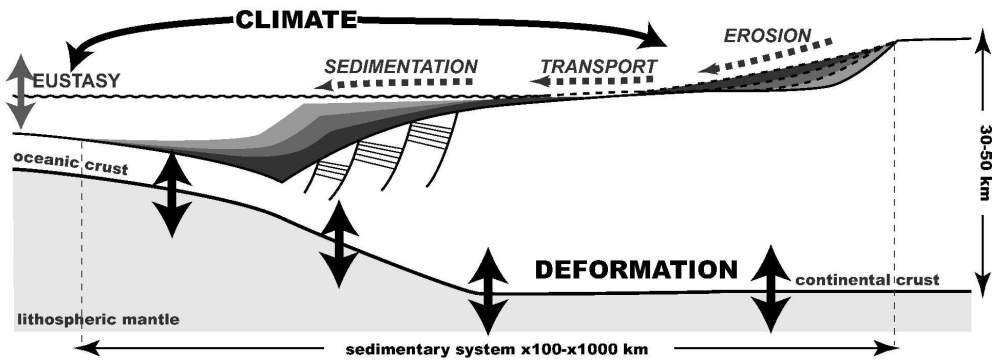
Figure 6: Location of the studied area. Topography and bathymetry are shown in the shaded grey scale (source etopo2). The contour lines of the offshore total sedimentary thickness (after Exxon, 1985) are shown in white. The location of the cross-sections built for this example is shown in dashed black lines, the location of the initial cross-sections available in the literature are shown in a thick black line. The initial cross-sections 1-3 are after Aizawa *et al.*, 2000 and 4 and 5 are after Brown *et al.*, 1995. The location of published wells (DSDP 360,361, 362 and KuduA) is shown by white dots. The coverage of thermochronology data is shown in dotted area (after Gallagher & Brown 1999a, 1999b).

Figure 7: Detailed results for section 2. (a) Location of the cross-section (dashed lines) from the initial published sections (thick black line; after Aizawa *et al.*, 2000). (b) Three hypotheses of extrapolation established for section 2 (see text for details). The area covered by the initial section is shaded on each section. (c) Associated rates of sedimentation (mean deposited thickness h_i versus time).

Figure 8: Cross-sections established for the Orange basin (dashed lines) from the initial published sections (thick black lines) and their location. The age of the oceanic floor (after Unesco-CMGW, 1990) shows the evolution of the maximum extension of the sedimentary system during the Meso-Cenozoic. Sections 1 to 5 are homogenized in a horizontal and vertical scale, as well as in chronostratigraphic subdivisions. The area covered by the initial sections is shaded on each section. The initial cross-sections 1-3 are after Aizawa *et al.*, 2000 and sections 4 and 5 are after Brown *et al.*, 1995.

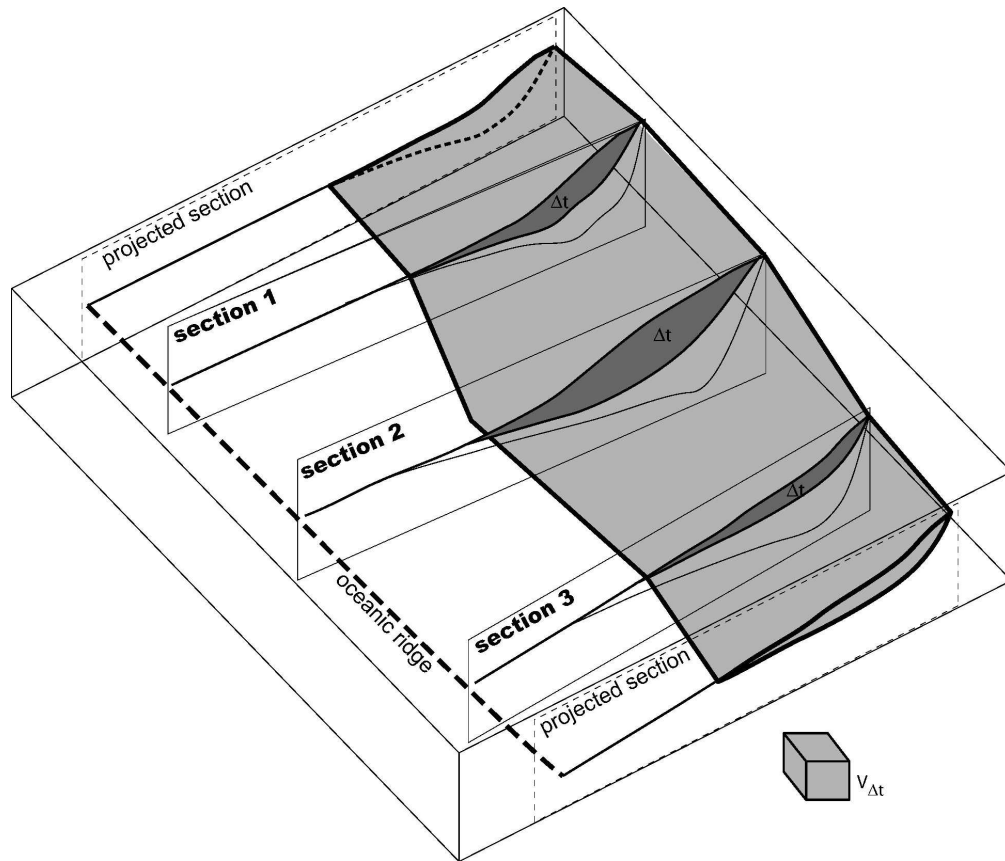
Figure 9: Sedimentation rates and sedimentary volumes determined from the average of the five cross-sections of the Walvis-Orange basins. For sedimentation volumes (grey column), the results from the different hypotheses are shown in light, medium and dark grey. For sedimentation rates (black line), the corresponding uncertainties are shown by the width of the grey shading.

Figure 10: A comparison with previous work. a) Volumes determined in this study at low resolution. A bulk porosity correction of 40% was applied to volumes to allow for a comparison with solid volumes. Uncertainties related to the difference between various extrapolation hypotheses are shown. (b) Solid volumes determined from isopach maps by Rouby *et al.* (in press). Uncertainties due to porosity removal are shown. (c) Solid volumes determined by Rust & Summerfield (1990).

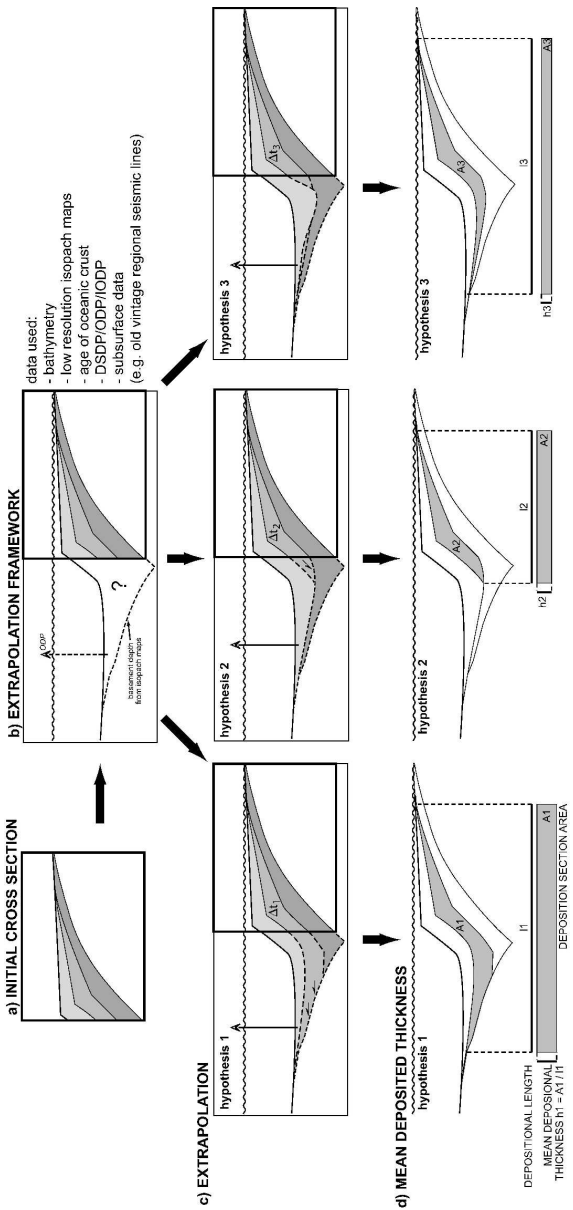


164x57mm (600 x 600 DPI)

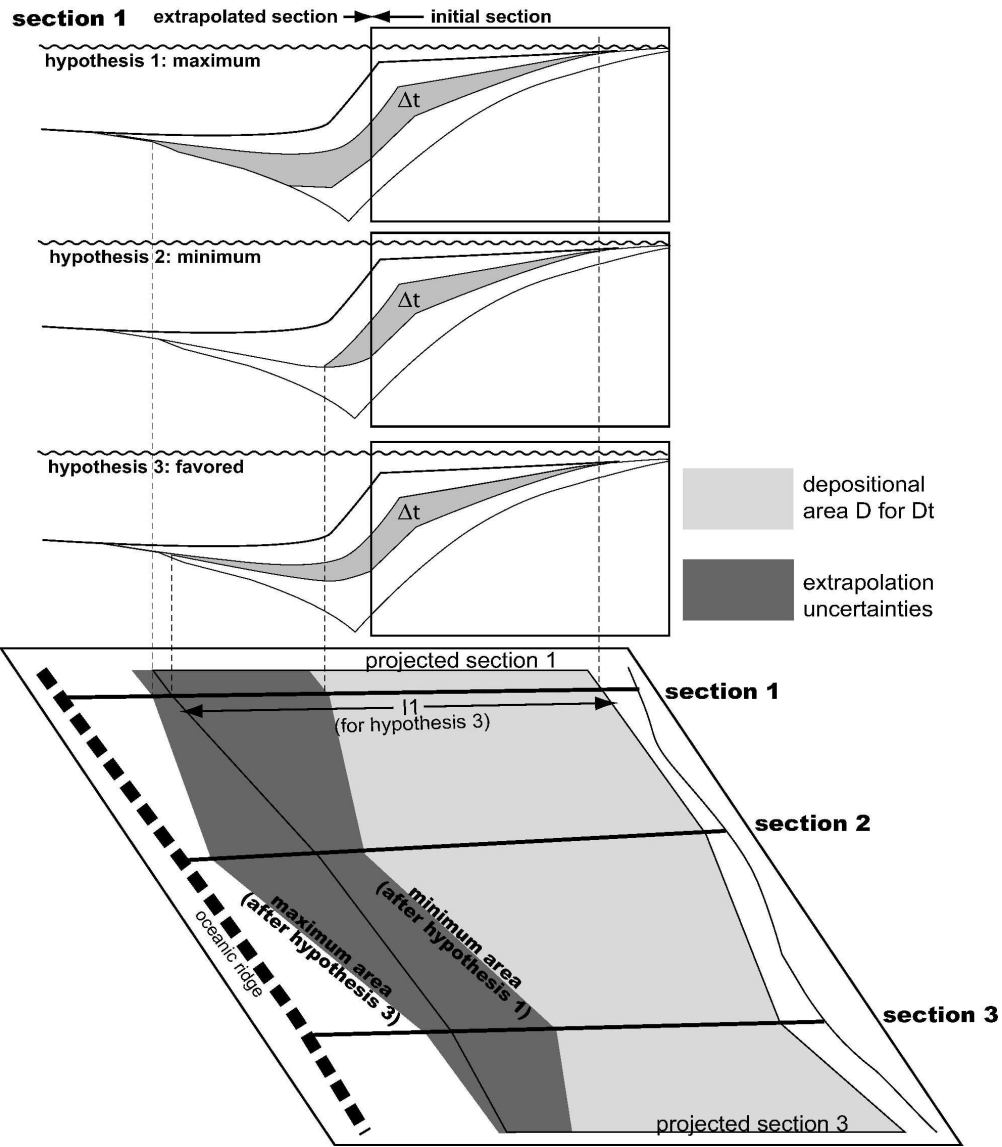
Review Only



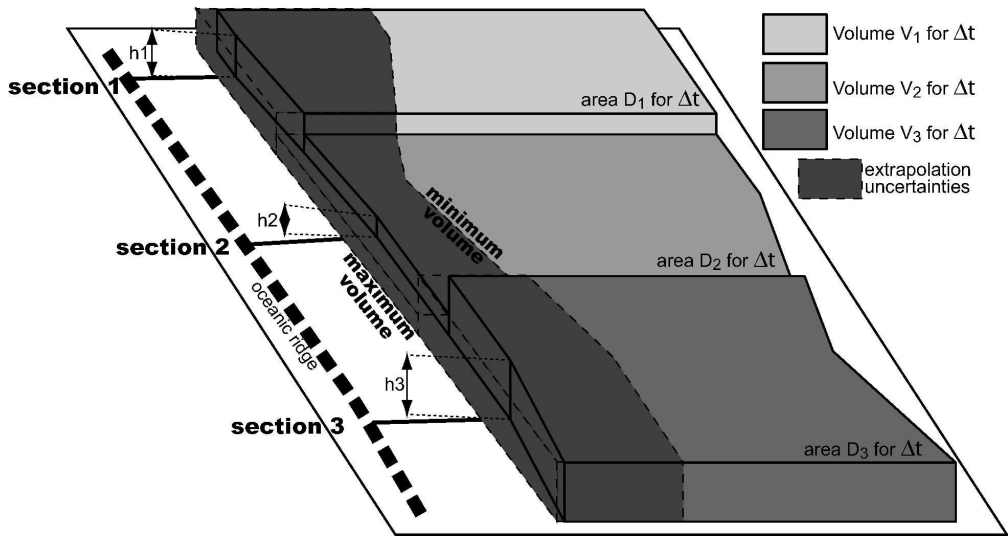
164x140mm (600 x 600 DPI)



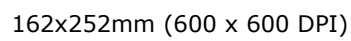
137x290mm (600 x 600 DPI)

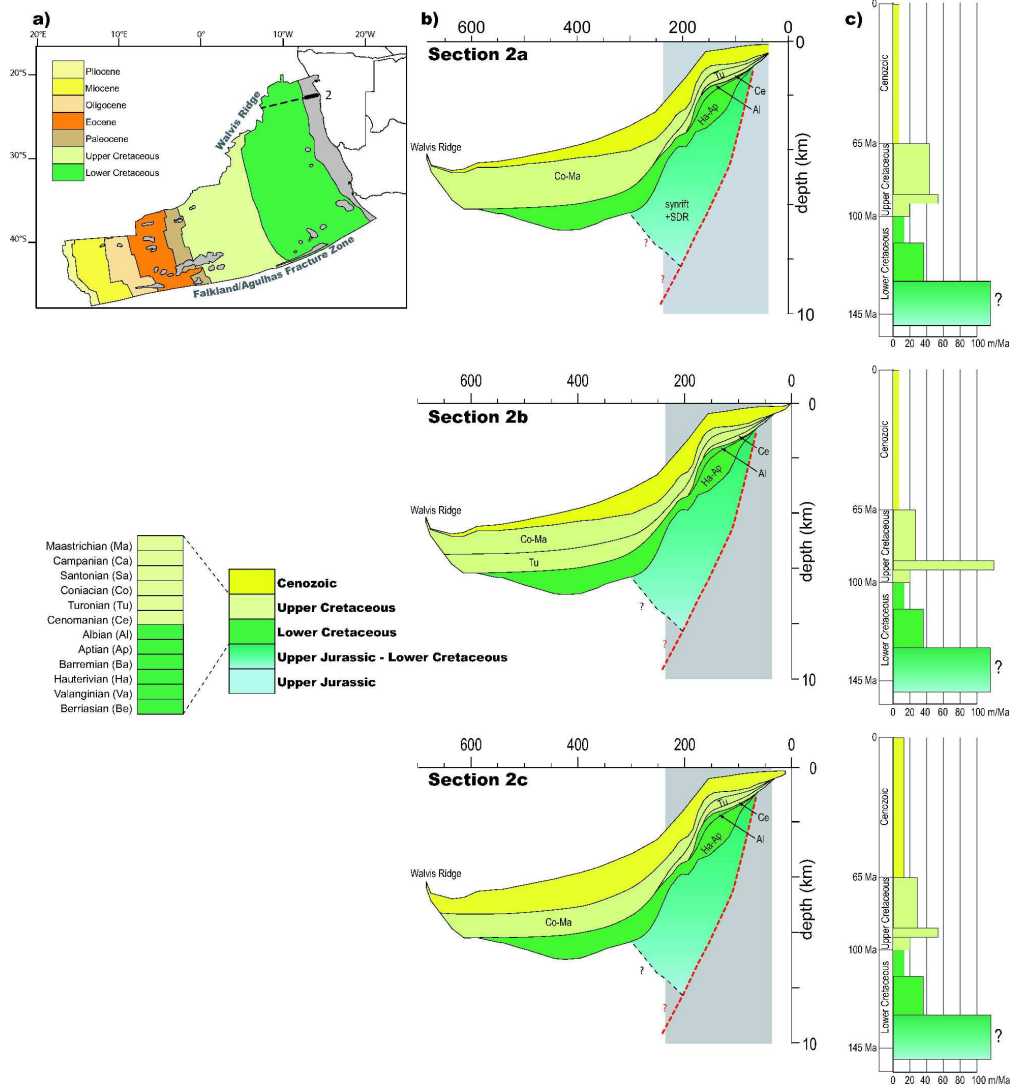


167x190mm (600 x 600 DPI)

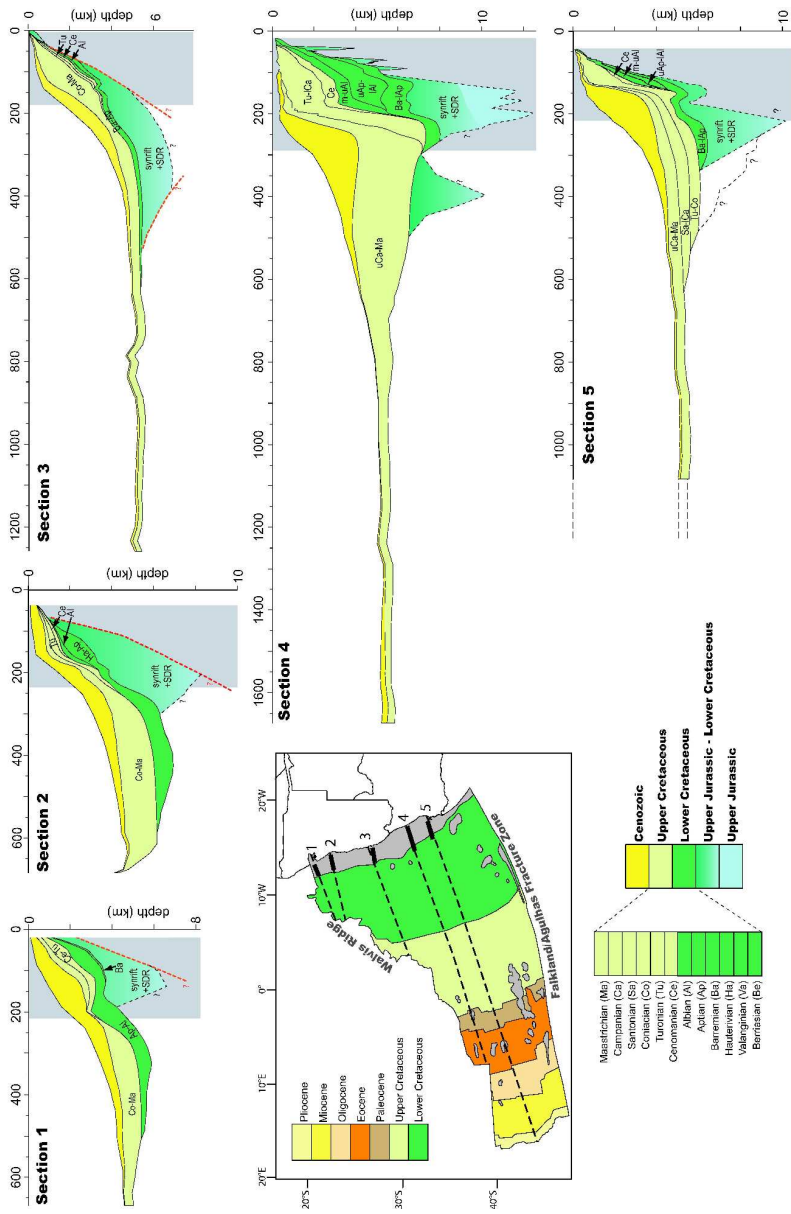


165x87mm (600 x 600 DPI)

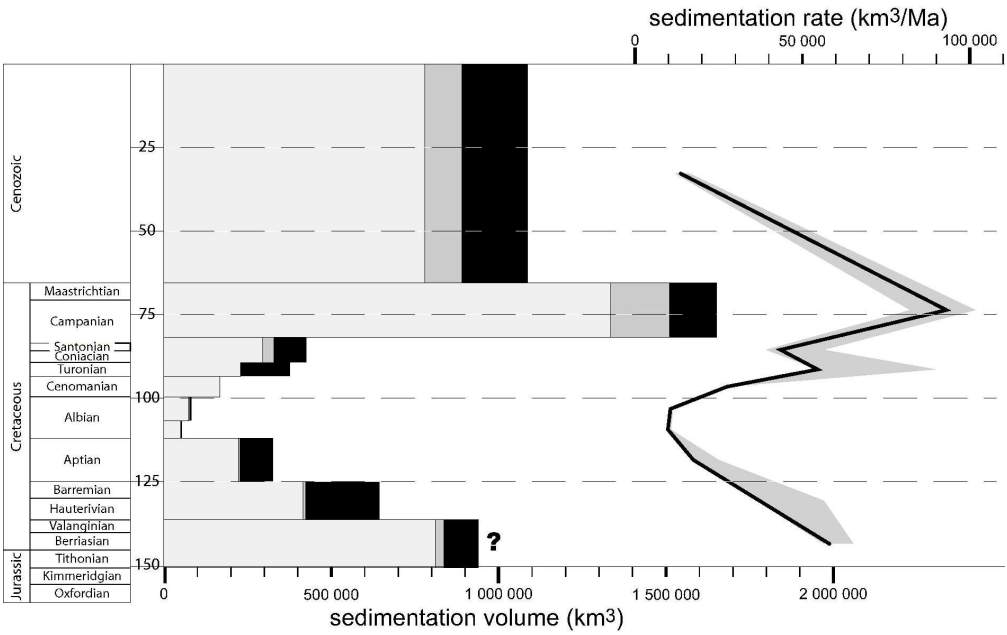




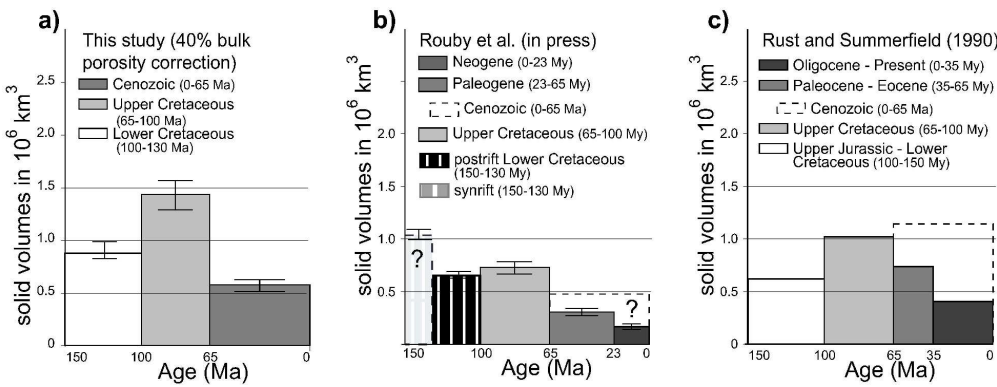
166x181mm (600 x 600 DPI)



166x250mm (600 x 600 DPI)



160x101mm (600 x 600 DPI)



165x62mm (600 x 600 DPI)

Chapitre 3 :
Histoire géologique des bassins
de la marge ouest-africaine

Introduction : Présentation de l'océan Atlantique

L'orogénèse hercynienne, en soulevant les Appalaches et les Mauritanides, achève d'assembler le super-continent Pangée au Permien. Cependant la Pangée commence à se fracturer très peu de temps après (Figure 3.intro.1). Tout d'abord, le paléo-océan Téthys s'ouvre d'Est en Ouest du Permien Supérieur au Jurassique Moyen, séparant la Pangée en deux continents : le Gondwana au Sud et la Laurasia au Nord. La Téthys se termine à l'Ouest par la séparation de l'actuelle Europe du Sud et de l'actuelle Afrique du Nord.

Permo-Trias (~250Ma)

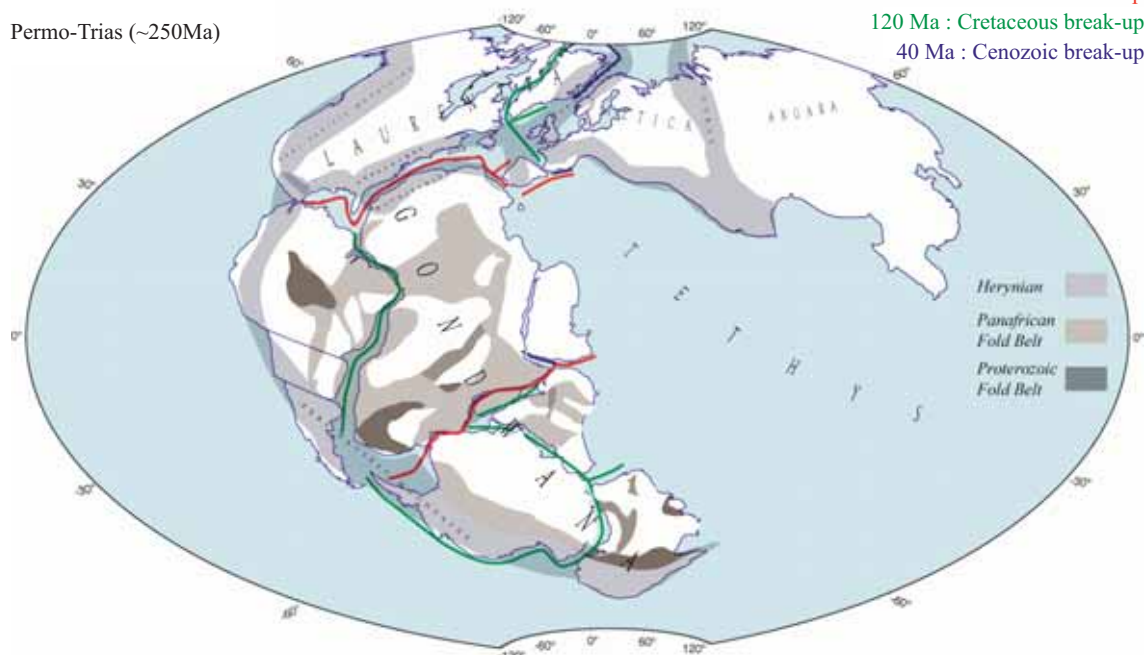


Figure 3.intro.1 : Reconstruction au Permo-Trias (~250 Ma), juste avant la dislocation de la Pangée. Projection Hammer. (Olivet et Aslanian, pers. comm. in Moulin *et al.*, 2008).

Ensuite, à la fin du Trias, il y a environ 200 Ma, le super-continent Pangée subit en même temps deux ruptures (en rouge, Figure 3.intro.1) donnant naissance à deux océans :

- l'océan Atlantique :

L'Atlantique sépare le Gondwana et la Laurasia au niveau de la suture de la chaîne calédonono-hercynienne alors que cette orogénèse s'achève à peine. La partie sud-est de l'Atlantique correspond à la marge passive ouest-africaine qui fait l'objet de cette thèse.

- l'océan Indien :

Une partie du futur océan Indien débute sa distension il y a environ 220 Ma au sein même du continent Gondwana. Au Jurassique supérieur, il y a environ 160 Ma, un rift sépare ainsi l'Afrique de la future Inde. La partie ouest de l'océan Indien correspond à la marge passive est-africaine dont les bassins ne pourront être présentés dans ce manuscrit.

1. Physiographie actuelle de l'océan Atlantique.

Lors de l'ouverture de l'océan Atlantique, les Amériques et l'Afrique se sont progressivement éloignées. La dorsale médio-océanique divise ainsi du Nord au Sud l'océan Atlantique en une partie américaine à l'ouest et africaine à l'est. Les marges américaines et africaines sont des marges passives conjuguées.

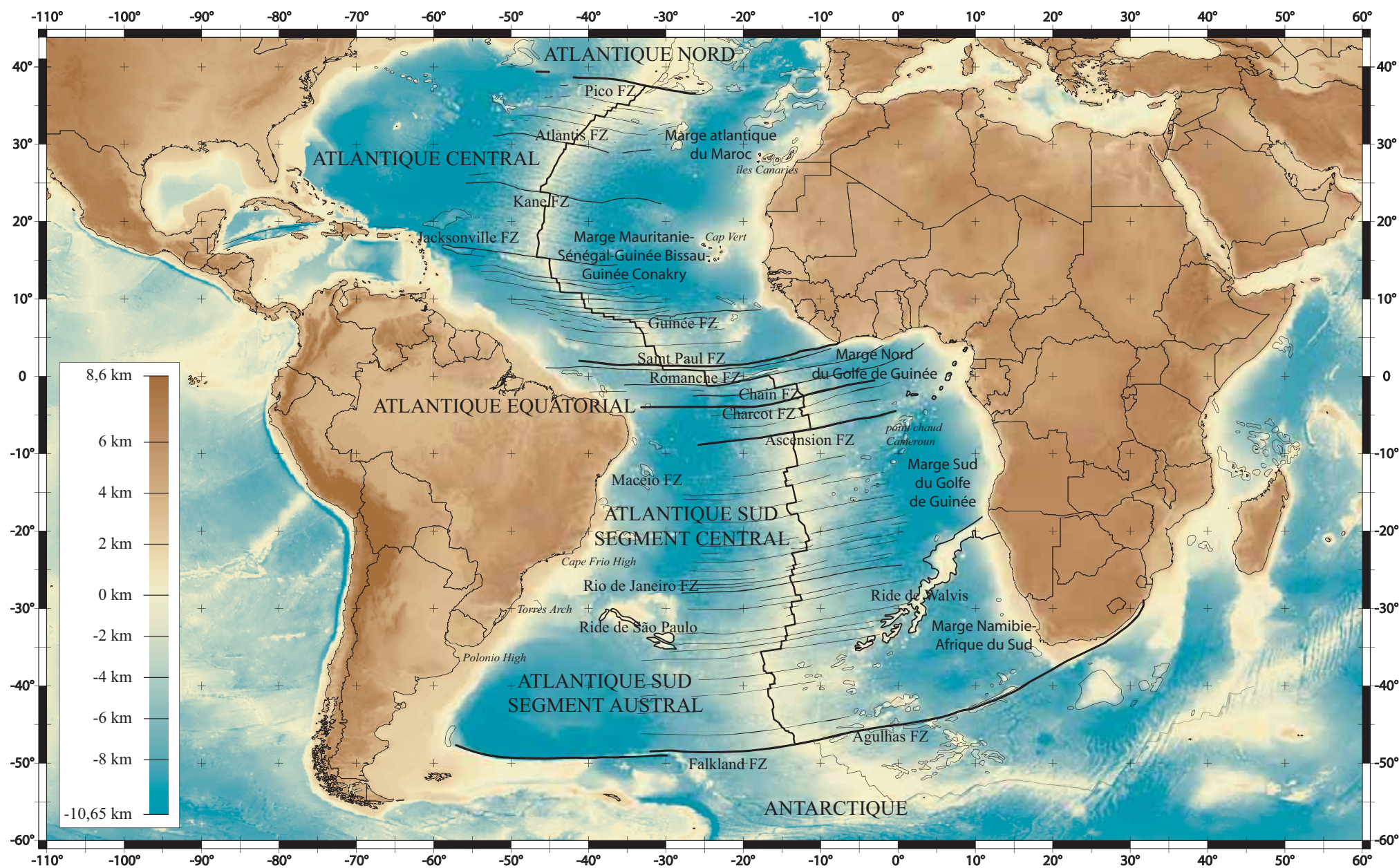


Figure 3.intro.2 : Carte topographique de l'océan Atlantique d'après Gtopo30 avec une résolution de 1 km. (<http://edc.usgs.gov/products/elevation/dtopo30/gtopo30.html>)

L'océan Atlantique est également découpé d'Est en Ouest par de nombreuses zones de fracture ou Fracture Zones (Figure 3.intro.2). L'Atlantique Nord est ainsi séparé de l'Atlantique Central par la zone de fracture de Pico.

L'**Atlantique Central** s'étend quant à lui depuis la zone de fracture de Pico au Nord à la zone de fracture de Saint Paul au Sud. La partie africaine de l'Atlantique Central présente deux bassins sédimentaires de part et d'autre de la zone de fracture de Kane: le **bassin du Maroc** (Chapitre 3, partie 1) avec les îles Canaries au Nord et le **bassin Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry** (Chapitre 3, partie 2) avec les îles du Cap Vert au Sud. Ces deux bassins sont caractérisés par la présence de diapirs d'évaporites triassiques. Inégalement répartis, ces diapirs sont plus présents au nord des îles Canaries qu'au sud.

De plus, entre 197 et 203 Ma (Knight *et al.*, 2004 ; Marzoli *et al.*, 2004), environ 25 Ma après le début de la phase de rift (Schliche *et al.*, 2003), la province magmatique de l'Atlantique Central ou CAMP (Central Atlantic Magmatic Province ; Olsen, 1999) se met en place. Etendue sur environ 5000 km de long depuis la France, au Nord, jusqu'au Brésil, au Sud, cette province magmatique n'est finalement présente que ponctuellement sur la marge africaine sous forme de dykes, de sills isolés ou non, de coulées basaltiques et de plutons.

L'**Atlantique Equatorial** (ou segment équatorial de l'Atlantique Sud) s'étend depuis la zone de fracture de Saint Paul au Nord à la zone de fracture de Charcot au Sud. Les zones de fracture de la Romanche et de Chain correspondent au système de failles transformantes de Côte d'Ivoire et du Ghana et au système homologue sur la marge brésilienne (Hayes et Ewing, 1970 ; Le Pichon et Hayes, 1971). La partie africaine de l'Atlantique Equatorial se confond avec le Nord du bassin du Golfe de Guinée. En effet, les îles formées par le point chaud du Cameroun permettent de séparer le bassin du Golfe de Guinée en deux : le **bassin Nord du Golfe de Guinée** (Chapitre 3, partie 3) dans l'Atlantique Equatorial et le **bassin Sud du Golfe de Guinée** (Chapitre 3, partie 4) dans le segment central de l'Atlantique Sud.

L'**Atlantique Sud** s'étend depuis la zone de fracture de Charcot au Nord à la zone de fracture d'Agulhas au Sud. L'Atlantique Sud est traversé par l'alignement volcanique de Walvis-Rio Grande qui sépare :

- au Nord, le segment central de l'Atlantique Sud caractérisé par la présence de larges bassins évaporitiques aptiens (125 Ma) (Brognon et Verrier, 1966 ; Reyre, 1966 ; Butler, 1970 ; Asmus et Ponte, 1973 ; Leyden *et al.*, 1976). La partie africaine du segment central correspond au **bassin Sud du Golfe de Guinée** (Chapitre 3, partie 4)
- au Sud, le segment austral de l'Atlantique Sud caractérisé par la présence de *Seaward Dipping Reflectors* (SDRs) indiquant du volcanisme lors de sa formation (Hinz, 1981). La partie africaine du segment correspond au **bassin de l'Orange** (Chapitre 3, partie 5), appelé ainsi du nom du fleuve qui s'y jette au Sud.

Les rides de Rio Grande et de Walvis font la liaison entre la province magmatique du Paraña au centre de l'Amérique du Sud, celle d'Etendeka en Namibie et l'activité magmatique du panache mantellique Tristan qui se trouve actuellement au niveau des îles Tristan da Cunha (O'Connor et Dincan, 1990 ; Gallagher et Hawkesworth, 1994). La région d'Etendeka se trouvait à l'Est du bassin de Paraña dans la partie occidentale du Gondwana et cette unique province magmatique, la province Paraña-Etendeka, (Erlank *et al.*, 1984 ; Bellieni *et al.*, 1984) s'est divisée au Crétacé Inférieur lors de l'ouverture de l'océan Atlantique Sud.

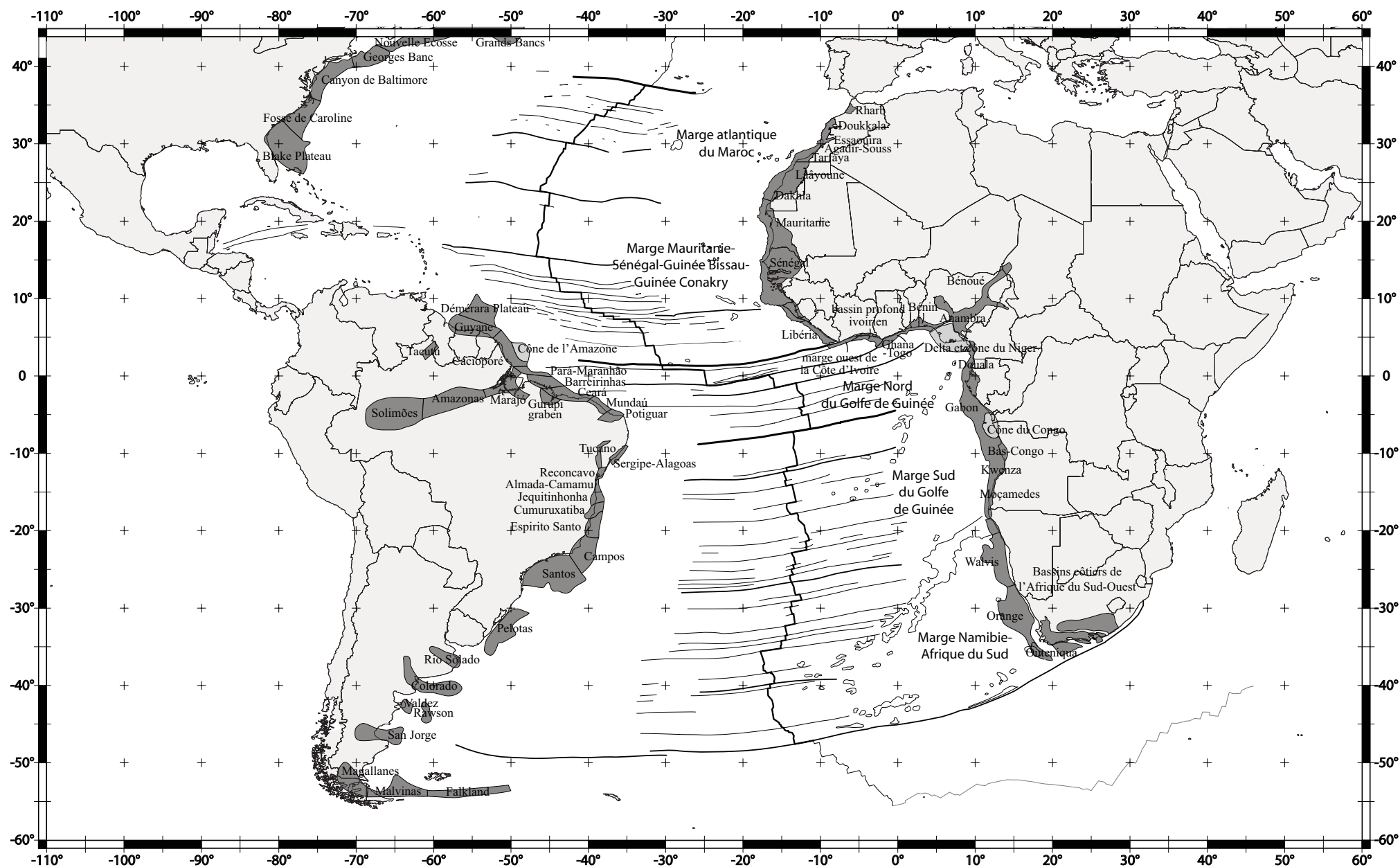


Figure 3.intro.3 : Carte des bassins sédimentaires des marges passives conjuguées de l'océan Atlantique (complétée à l'aide de Davison, 2005 et Coward, 1999).

Les éléments physiographiques de l'océan Atlantique décrivent cinq bassins sédimentaires principaux sur la marge ouest-africaine (Figure 3.intro.2) dont les dimensions sont de l'ordre de quelques millions de km² de superficie pour quelques milliers de km de ligne de côte. Chacun de ces bassins sédimentaires, constitué de plusieurs sous-bassins, peut être conjugué avec un bassin de la marge sud-américaine (Figure 3.intro.3).

2. Evolution cinématique de l'océan Atlantique.

2.1. Généralités sur l'ouverture d'un océan.

L'ouverture d'un océan débute par une phase de rifting et se poursuit par une phase beaucoup plus longue d'accrétion océanique (ou *drifting*).

2.1.1 Datation du début du rifting.

Lors du rifting, les mouvements extensifs s'expriment par des failles normales et des décrochements, souvent par réactivation d'anciennes failles, et créent des rifts intracontinentaux (blocs basculés ou grabens). Les sédiments qui remplissent ces rifts intracontinentaux constituent la sédimentation syn-rift. Ils sont en discordance sur les séries sédimentaires sous-jacentes, les roches métamorphiques ou les roches volcaniques antérieures qui ont été faillées et/ou basculées au début du rifting.

Dater le début de la phase de rifting correspond à dater les premiers sédiments syn-rift. Malheureusement, les forages en mer n'atteignent pas toujours ces sédiments et leurs affleurements à terre sont souvent insuffisants.

2.1.2 Datation de la fin du rifting.

Le terme «sag» caractérise les bassins intracratoniques à subsidence modérée qui précèdent dans le temps le développement de bassins de type rift.

Deux événements, qui peuvent être contemporains ou non, se produisent à la fin de la phase cassante du rifting :

- Les rifts intracontinentaux subissent une surrection correspondant d'un point de vue géodynamique à un bombement asthénosphérique localisé à l'aplomb de la dorsale océanique à venir. Les crêtes des blocs basculés et des grabens sont alors tronquées par une surface d'érosion majeure appelée « break-up unconformity » par Falvey (1974). Cette lacune sédimentaire est interrompue par le dépôt des premiers sédiments appelés sédiments post-rift.
- La dorsale médio-océanique génère la première croûte océanique puis le plancher océanique qui va séparer petit à petit les deux marges conjuguées.

Dater la fin de la phase de rifting correspond donc à dater :

- d'une part, l'âge de la « break-up unconformity » à l'aide des premiers sédiments post-rift, à l'incertitude près de la durée de la lacune associée à cette surface,
- d'autre part, l'âge de la première croûte océanique à l'aide de la plus ancienne anomalie magnétique de la croûte océanique.

Pour quantifier la sédimentation syn-rift, il est nécessaire :

- de dater le début et la fin du rifting. Or, les différents âges publiés dans la littérature présentent des incertitudes et peuvent être controversés (cf. paragraphes 2.2.x.1 et 2.2.x.2). Ces âges ont été repris dans ce travail sous la forme d'hypothèses sur l'âge de la sédimentation syn-rift (Figure 3.intro.4).
- d'estimer l'étendue de la surface active de l'ensemble des grabens durant cette période. Or, la géométrie des grabens est souvent complexe et évolue tout au long de la phase du rifting. De plus, le taux de sédimentation syn-rift est très hétérogène d'un héli-graben ou graben à l'autre et ne peut être représentatif de l'intégralité des bassins.

Dans ce travail, les résultats obtenus pour la sédimentation syn-rift (vitesses et volumes de sédimentation syn-rift) ne sont en fait qu'une première estimation avec une très grande marge d'erreur.

2.1.3 Les modèles cinématiques.

Un des objectifs des modèles cinématiques est de reconstituer la position des continents au cours du temps. Les modèles peuvent reposer sur des méthodes cinématiques différentes qui donnent plus ou moins d'importance à l'ajustement des isochrones des anomalies magnétiques du plancher océanique et/ou à l'alignement des zones de fracture considérées homologues et/ou aux données géologiques.

Les modèles cinématiques doivent relever deux défis principaux :

- trouver le stade initial idéal (*initial fit*)
- localiser et quantifier les éventuelles déformations intraplaques.

En effet, lors de la reconstitution, des hiatus entre les continents (en bleu sur les figures de Moulin *et al.*, 2009) et/ou des recouvrements de continents (en vert sur les figures de Moulin *et al.*, 2009) apparaissent régulièrement. Afin de les diminuer, les modèles incluent les rifts intracontinentaux dans leur stade initial et d'éventuelles déformations intraplaques dans les stades ultérieurs.

Lorsque les modèles imposent une déformation intraplaque, ils sont illustrés par convention par des cartes paléogéographiques avant toute déformation. Ainsi, si l'étude de terrain montre qu'une région a subi une extension, un modèle avec déformation intraplaque supposera que cette zone était initialement « comprimée » et la carte paléogéographique de la période antérieure au début de l'extension illustrera un recouvrement. La légende de carte indiquera la déformation créée par le mouvement imposé par le modèle, extension, compression ou décrochements.

2.2 L'ouverture de l'océan Atlantique.

La figure 3.intro.4 reprend les âges de la croûte océanique donnés par la carte mondiale de l'UNESCO (2004) et illustre la chronologie de l'ouverture de l'océan Atlantique.

Ce paragraphe décrit l'ouverture de l'Atlantique Central, Equatorial et Sud à travers les différents âges publiés dans la littérature pour le début de la phase de rifting et pour le début de l'accrétion océanique et à travers les principaux modèles cinématiques.

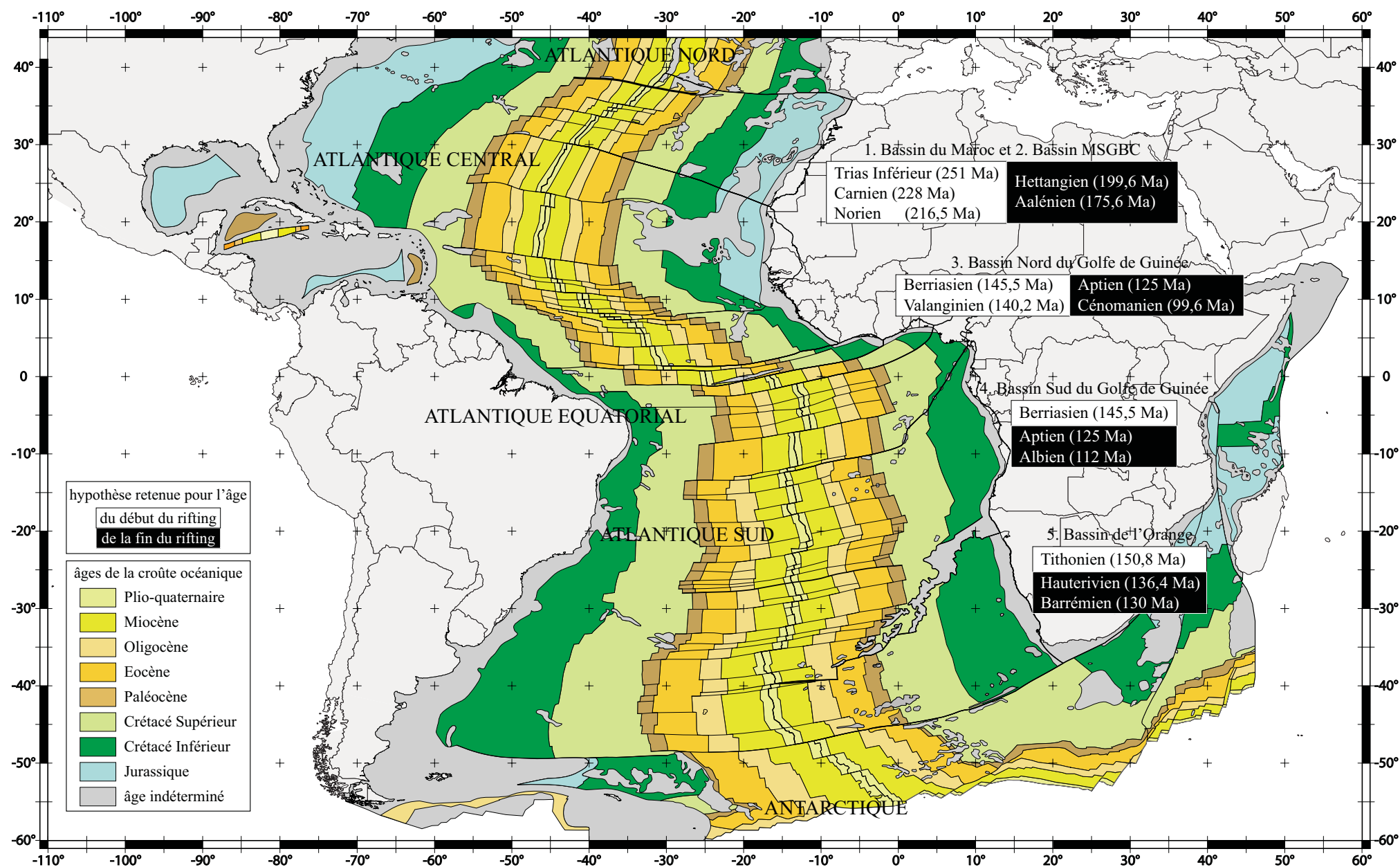


Figure 3.intro.4: Carte des âges de la croûte océanique d'après la carte mondiale de l'UNESCO (2004) et hypothèses retenues pour le début et la fin du rifting des cinq bassins étudiés.

2.2.1 Atlantique Central.

2.2.1.1 L'âge du début du rifting.

Les auteurs s'entendent pour dater le début du rifting dans l'Atlantique Central (bassin du Maroc et bassin Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry) au Trias Supérieur.

Piqué *et al.* (1995) étudient les deux marges conjuguées nord-américaine et africaine du Carnien (228 Ma) à l'Hettangien (196,5 Ma) d'une part à partir des séries sédimentaires et magmatiques, d'autre part à partir des structures extensives et identifient deux étapes au cours du rifting :

- au Carnien (228 Ma), le rifting est restreint aux anciennes zones hercyniennes internes, c'est-à-dire dans le « rift atlasique » (Laville et Piqué, 1991). La Meseta marocaine n'est alors affectée ni par la sédimentation ni par la déformation extensive.
- entre le Norien et le Rhétien (entre 216,5 Ma et 199,6 Ma), le taux d'extension augmente et le rift migre vers l'ouest. Alors que les bordures commencent à subsider, le rift progresse à la fois vers le domaine interne et vers le Nord pour finalement affecter la marge entière au Rhétien?-Hettangien (entre 203,6 Ma et 196,5 Ma). A l'Hettangien (196,5 Ma), une couche importante de sel se dépose rapidement. Davison (2005) estime que l'épaisseur de cette couche atteint au moins 1,5 km, et que son taux de sédimentation est de l'ordre de 1 mm/a. L'intercalation de basaltes dans le dépôt salifère indique l'absence d'uplift majeur avant et pendant le volcanisme.

Le Roy *et al.* (2001) insistent sur le développement séquentiel à la fois d'Est en Ouest et du Sud au Nord du rifting et revoient l'âge du rifting de la partie Sud-Est de la marge marocaine (partie onshore orientale des bassins d'Essaouira, de Souss et probablement de Tarfaya) à l'ante-Carnien (avant 228 Ma). Une hypothèse supplémentaire a ainsi été fixée au début du Trias inférieur (251 Ma) pour tenir compte de cette observation.

Le tableau suivant recense certains des âges publiés pour le début du rifting de l'Atlantique Central pour les marges africaine et américaine, et rappelle les trois hypothèses retenues (en gras, dates en noir entourées de blanc dans la figure 3.intro.4).

Bassin du Maroc (1) et bassin de Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry (2)		
Trias Inférieur (251 Ma)		
Carnien (228 Ma)		
Norien (216,5 Ma)		
Partie Est des bassins d'Essaouira, de Souss et de Tarfaya ?	avant 228 Ma	(Le Roy <i>et al.</i> , 2001)
« Rift atlasique »	228 Ma	(Piqué et Laville, 1995)
Partie Ouest du bassin d'Essaouira, partie Sud du bassin de Tarfaya, bassin de Doukkala	216,5 Ma	(Le Roy <i>et al.</i> , 2001)
Marge des Grands Bancs à la Guyane (homologue des bassins 1 et 2)		
De la Nouvelle-Ecosse au nord de la Floride	228 Ma	(Piqué et Laville, 1995)

Environ 25 Ma après le début du rifting (Schlische *et al.*, 2003), un épisode magmatique très important appelé Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) se produit sur une large étendue allant de la France au Nord jusqu'au Brésil au Sud. Le CAMP se présente ponctuellement sur la marge africaine sous la forme de dykes N-S à NNW-SSE, de sills isolés ou en masse, de coulées basaltiques continentales (des tholeiites low-Ti) et de plutons. Les datations Ar/Ar et U/Pb donnent des âges aux alentours de 200 Ma (Dalrympe *et al.*, 1975 ; Sebai *et al.*, 1991 ; Deckart *et al.*, 1997 ; Marzoli *et al.*, 1999 ; Hames *et al.*, 2000 ; Nomade, 2001 ; Hames *et al.*, 2003 ; cf Figure 3.intro.5).

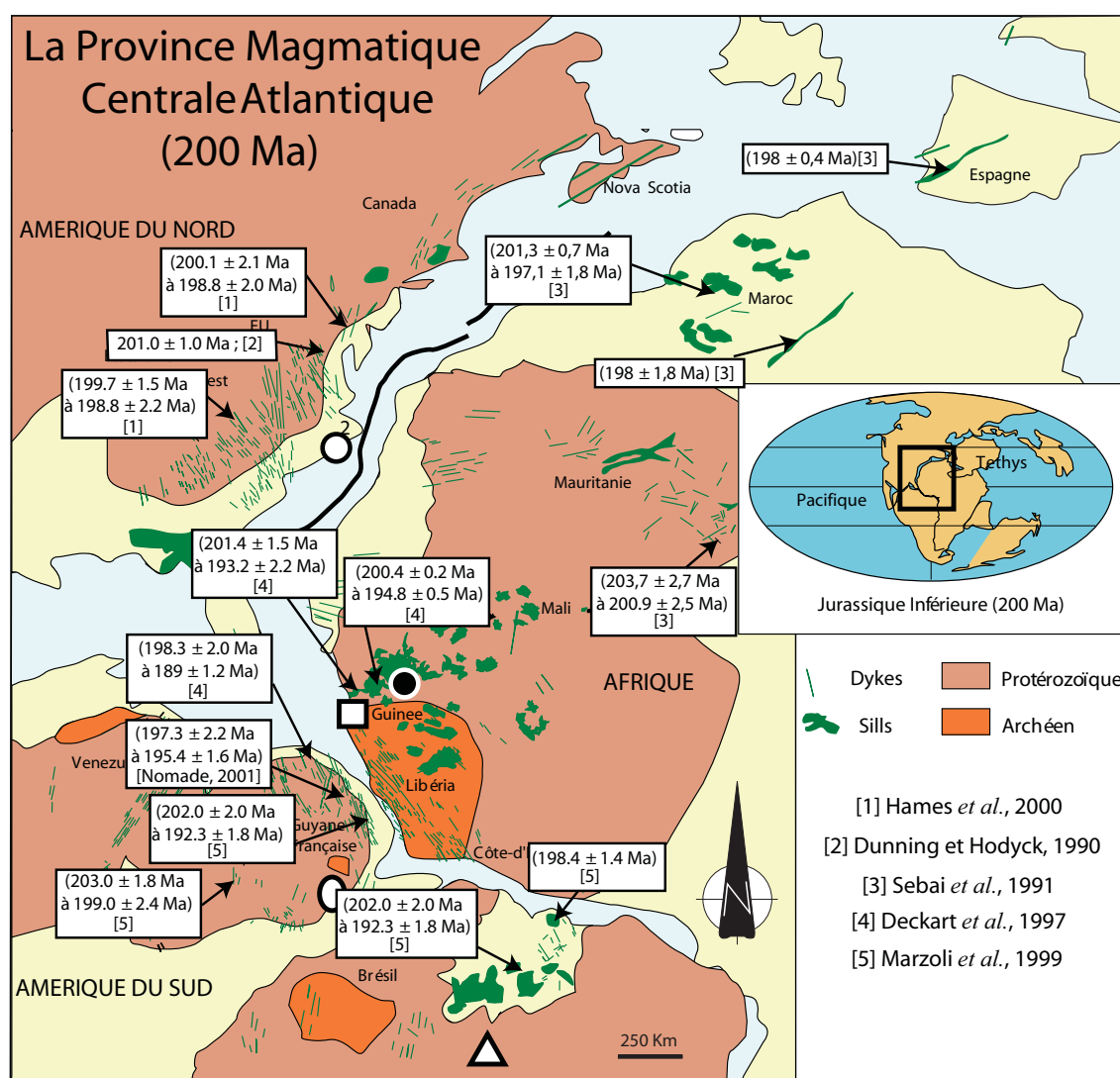


Figure 3.intro.5 : Synthèse des âges Ar/Ar et U/Pb de la province magmatique centrale Atlantique. Les continents sont en paléoposition à 200 Ma (d'après Nomade, 2001).

2.2.1.2 L'âge du début de l'accrétion océanique.

La croûte océanique la plus ancienne de l'Atlantique Central date du Jurassique (cf. figure 3.intro.4). Formée au cours d'une période dépourvue de renversements de polarité du champ magnétique terrestre, appelée «intervalle magnétique calme du Jurassique», la première croûte océanique supposée ne contient pas d'anomalie magnétique identifiable permettant de la dater. Préciser son âge soulève alors la controverse.

La première anomalie magnétique observée étant l'anomalie M25, Klitgord et Schouten (1986) estiment, en supposant le taux d'accrétion constant au Jurassique, que l'accrétion océanique débute au début du Jurassique Moyen dans la partie sud de l'Atlantique Central.

Steiner *et al.* (1998) datent des sédiments post-rift déposés en discordance sur les basaltes océaniques de l'île de Fuerteventura (une île des Canaries) entre le milieu de l'Aalénien et le Bajocien (169 à 178 Ma). Davison (2005) en déduit un âge possible de la première croûte océanique entre 170 Ma et 178,7 Ma.

Olivet *et al.* (1984) considère l'arrêt du dépôt du sel dans les bassins salifères du Maroc et de la Nouvelle-Ecosse qui se produit à la fin du Jurassique Inférieur comme synchrone du début de l'océanisation.

Or, Sahabi *et al.* (2004) rajeunit l'âge de la fin des évaporites et par conséquent l'âge de la première croûte océanique de 20 Ma environ, soit à la fin du Sinémurien (195 Ma). En réinterprétant l'équivalent africain de l'East Coast Magnetic Anomaly (ECMA), il aboutit à une reconstruction qui ajuste les deux anomalies magnétiques caractéristiques des deux marges tout en reconstituant le bassin à évaporites du début du Jurassique à son extension maximum. Labails (2007) utilise la reconstruction de Sahabi *et al.* (2004) comme stade initial pour son modèle.

La résolution temporelle des coupes issues de la bibliographie ne descendant malheureusement pas à l'étage géologique, cette hypothèse a été retenue dans ce travail comme la limite Trias-Jurassique, soit à l'Hettangien (199,6 Ma), et non à 195 Ma.

Le tableau suivant recense certains des âges publiés pour le début de l'accrétion océanique dans l'Atlantique Central, marge africaine et américaine, et rappelle les deux hypothèses retenues (en gras, dates en blanc entourées de noir dans la figure 3.intro.4).

Bassin du Maroc (1) et bassin de Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry (2)		
Hettangien (199,6 Ma)		
Aalénien (175,6 Ma)		
Sinémurgien (195 Ma)	fin des évaporites	(Sahabi, 2004 ; Labails 2007)
Fin du Jurassique Inférieur (175,6 Ma)	fin des évaporites	(Olivet <i>et al.</i> , 1984)
Début du Jurassique Moyen (175,6 Ma)	estimation à partir de l'anomalie magnétique M25	(Klitgord et Schouten, 1986)
Entre 178,7 et 170 Ma	estimation à partir de sédiments post-rift	(Davison, 2005)
Marge des Grands Bancs à la Guyane (homologue des bassins 1 et 2)		
Entre 180 et 175 Ma	accrétion océanique	(Piqué et Laville, 1995)

2.2.1.3 Modèles cinématiques de l'Atlantique Central.

Le modèle d'Olivet *et al.* (1984) et celui de Klitgord et Schouten (1986) sont les deux grands modèles d'évolution globale de l'ouverture de l'Atlantique Central. Labails (2007) les a comparés (Figures 3.intro.6 et 3.intro.7) avant d'exposer son propre modèle dans sa thèse (Figure 3.intro.8).

Les différences majeures des deux premiers modèles reposent :

- d'une part sur l'assemblage initial ainsi que sur le taux et la direction d'ouverture initial,
- d'autre part sur le nombre de phases de réorganisation cinématique et/ou à une variation de la vitesse de l'accrétion océanique.

Le stade initial du modèle d'Olivet *et al.* (1984) date de l'Aalénien et impose un taux d'ouverture initial extrêmement lent le long de l'axe donné par l'alignement des monts Kelvin et des îles Canaries (Figure 3.intro.6A).

La première réorganisation cinématique a lieu lors de la Blake Spur Magnetic Anomaly ou BSMA (165Ma) lorsque la vitesse d'accrétion, lente jusqu'alors, monte à une vitesse de 3,7 cm/an. Aucun changement de direction n'est observé.

La deuxième réorganisation cinématique survient à l'anomalie M22 (150 Ma) en ralentissant cette fois-ci la vitesse d'accrétion jusqu'à environ 1,7 cm/an et en opérant un changement de direction du mouvement relatif des plaques Afrique et Amérique du Nord.

Klitgord et Schouten (1986) établissent un stade initial en emboîtant les zones hautes et les marges étroites avec des bassins. L'East Coast Magnetic Anomaly (ECMA) et son homologue africain, la West African Coast Magnetic Anomaly (WACMA), sont ainsi juxtaposées lorsque l'ouverture entre l'Afrique et l'Amérique du Nord débute il y a 175 Ma suivant un mouvement en ciseaux avec un taux d'environ 3,5 cm/an (Figure 3.intro.7A).

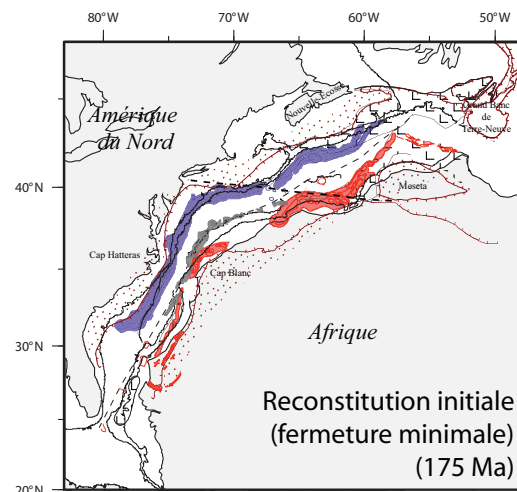
La BSMA marque également une réorganisation cinématique : l'axe d'accrétion migre vers l'Est sans variation notable de la vitesse d'expansion océanique. La direction d'ouverture de ce modèle porte l'Afrique nettement plus au Sud que dans le modèle d'Olivet *et al.* (2004).

La deuxième réorganisation cinématique survient à l'anomalie M21 (148 Ma) en ralentissant la vitesse de l'accrétion océanique à 2,8 cm/an entre M21 et M16 puis à environ 1,9 cm/an entre M16 et M10 et en opérant un changement de direction de mouvement amenant l'Afrique légèrement plus vers le Nord.

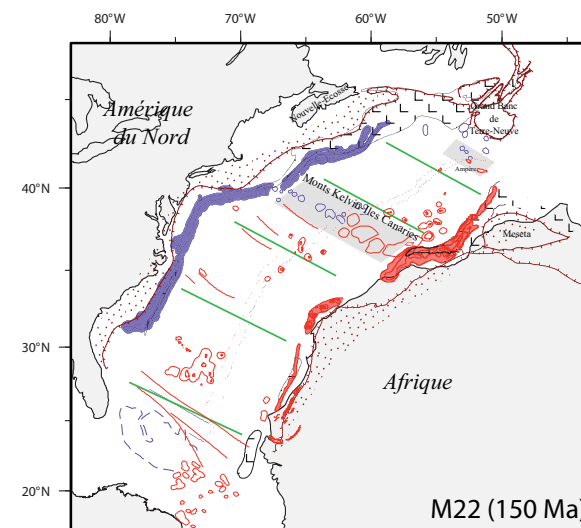
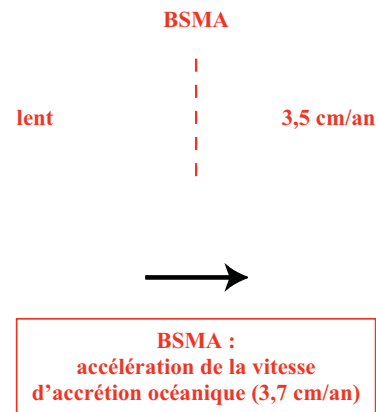
Une troisième réorganisation datant à l'anomalie M10n (134 Ma) se traduit par un net changement de la direction d'écartement des plaques avec une vitesse d'accrétion augmentée à environ 2,6 cm/an.

Le modèle de Labails (2007), plus proche du modèle d'Olivet *et al.* (1984) que de celui de Klitgord et Schouten (1986), distingue trois grandes réorganisations cinématiques depuis le stade initial (195 Ma) jusqu'à l'anomalie M0 (125 Ma) (Figure 3.intro.8) :

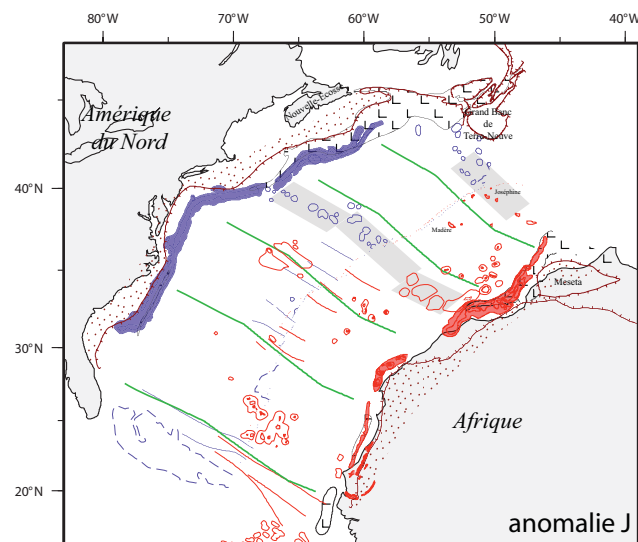
- du Trias au Lias : plusieurs épisodes de distension Est-Ouest forment des rifts intracontinentaux. L'extension post-triasique est d'une vingtaine de kilomètres dans le bassin de Laâyoune-Tarfaya et le décrochement dextre est de 18 km à la limite sud de la dorsale de Reguibat. Le stade initial (Figure 3.intro.8A) montre que les premiers rifts ont structuré les marges de l'Atlantique Central en quatre plaques : à l'ouest, la plaque Amérique du Nord ; à



- A. - Juxtaposition des provinces salifères
- Alignement des failles Tizi n'Test et 40°N (trait en pointillés noirs)
 - Superposition de l'anomalie E américaine (en gris) et du pied de la pente continentale africaine



- B. - Alignement des Monts Kelvin-Iles Canaries
- Alignement de la ride Ampère avec la marge sud-ouest du Grand Banc de Terre-Neuve

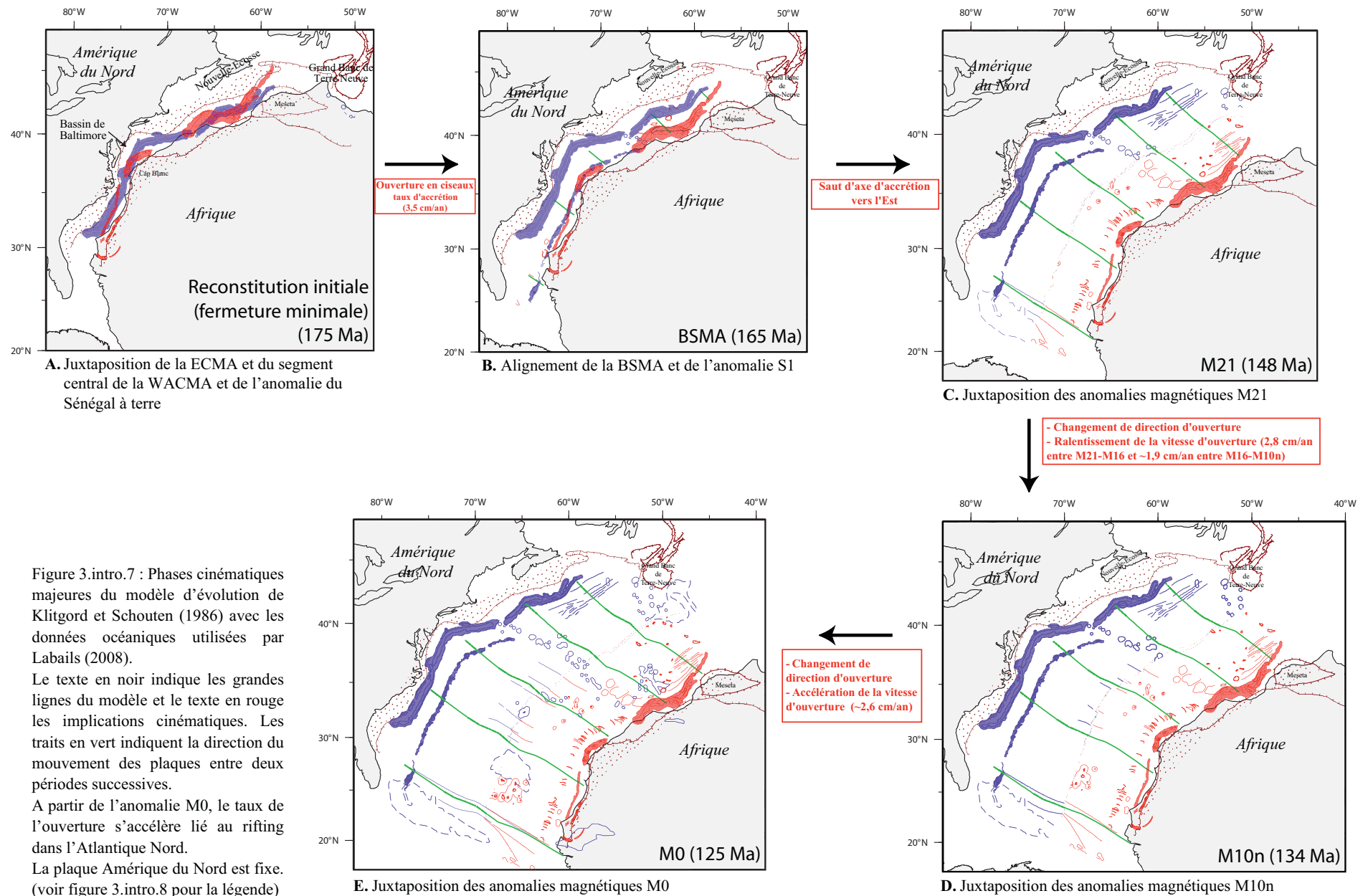


- C. - Juxtaposition des anomalies magnétiques J
- Superposition de la ride Sud de Terre-Neuve et de Joséphine-Madère

changement de direction
ralentissement de la vitesse
d'accrétion océanique (1,7 cm/an)

Figure 3.intro.6 : Phases cinématiques majeures du modèle d'évolution d'Olivet *et al.* (1984) avec les données océaniques (anomalies magnétiques et zones de fracture) utilisées par Labails (2008). Le texte en noir indique les grandes lignes du modèle et le texte en rouge les implications cinématiques. Les traits en vert indiquent la direction du mouvement des plaques entre deux périodes successives.

A noter que l'accélération du taux d'ouverture à partir de la BSMA est suggérée par un changement de morphologie du socle. Le taux initial d'ouverture est extrêmement lent. A partir de l'anomalie M0, l'ouverture océanique est plus rapide. Le mouvement de l'Ibérie épouse celui de l'Afrique, entraînant ainsi l'ouverture du Golfe de Gascogne. La plaque Amérique du Nord est fixe. (voir figure 3.intro.8 pour la légende)



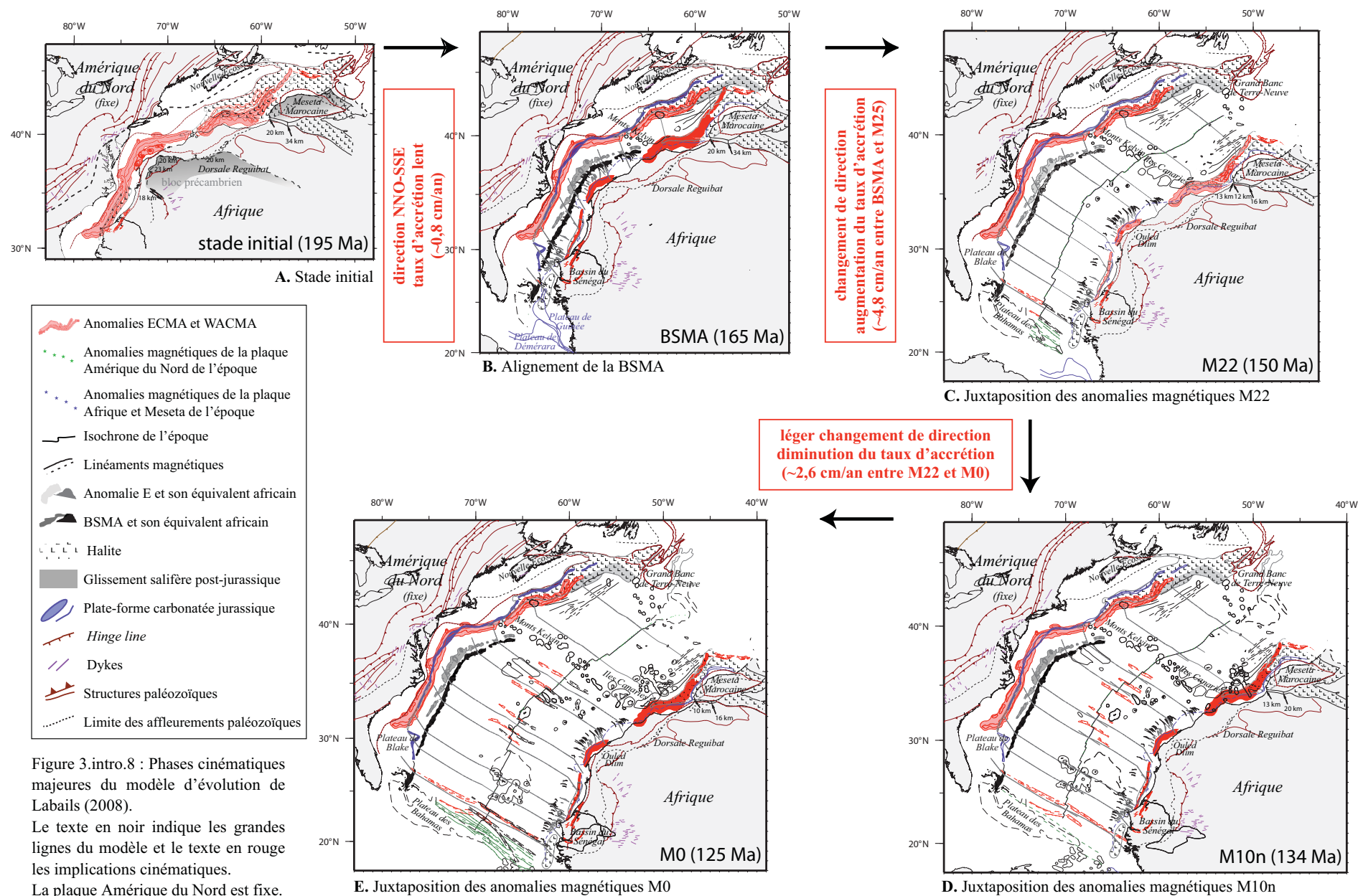


Figure 3.intro.8 : Phases cinématiques majeures du modèle d'évolution de Labails (2008).

Le texte en noir indique les grandes lignes du modèle et le texte en rouge les implications cinématiques.

La plaque Amérique du Nord est fixe.

l'est, la plaque Afrique, la Meseta et le bloc précambrien Reguibat-Ouled Dlim.

- Sinémurien (195 Ma) : l'accrétion océanique débute au Sinémurien (195 Ma) dans l'ensemble de l'océan Atlantique Central (Sahabi *et al.*, 2004) le long d'une direction quasiment NNO-SSE avec un taux initial d'ouverture extrêmement lent ($\sim 0,8$ cm/an) jusqu'à l'époque de la BSMA (165 Ma) (Figure 3.intro.8A à 8B). La lenteur du début de l'ouverture océanique explique la difficulté de fixer l'âge du début de l'accrétion océanique.

- L'anomalie BSMA (165 Ma) se situe à la base du Callovien. Elle marque un changement dans la direction d'expansion océanique et une accélération du taux d'ouverture : la vitesse moyenne d'accrétion entre la BSMA et l'anomalie M25 (154 Ma) est plutôt élevée avec environ 4,8 cm/an (cf Figure 3.intro.8B à 8C).

- L'anomalie M22 (150 Ma) se situe à la base du Tithonien (150 Ma). Elle marque un léger changement d'orientation d'écartement et un ralentissement du taux moyen qui passe à environ 2,6 cm/an entre les anomalies M22 et M0, à la base de l'Aptien (125 Ma) (Figures intro.8C à 8E). L'anomalie M0 marque plusieurs changements cinématiques à travers tout l'océan Atlantique : l'Ibérie glisse vers l'Est le long de l'Afrique pour ouvrir la baie de Biscaye ; l'Europe et l'Amérique du Nord commencent à s'écarter ; la première croûte océanique apparaît dans l'Atlantique Sud.

La période entre les anomalies M0 (base de l'Aptien ; 125 Ma) et C34 (base du Campanien ; 83,5 Ma), appelée «intervalle magnétique calme du Crétacé», est dépourvue de renversements de polarité du champ magnétique terrestre et présente peu d'informations.

2.2.2 Atlantique Equatorial.

2.2.2.1 L'âge du début du rifting.

Après l'Atlantique Sud, le rifting atteint les marges du futur océan Atlantique Equatorial (Bassin Nord du Golfe de Guinée) au Crétacé Inférieur.

La marge africaine est peu connue et peu étudiée d'un point de vue biostratigraphique contrairement à la marge brésilienne dont l'étude permet de dater le début de la sédimentation syn-rift. Elle commence ainsi au Berriasien (145,5 Ma) dans de petits bassins divergents intracontinentaux situés le long du linéament Patos sur la marge brésilienne : bassins de Potiguar (Araripe et Feijó, 1994), d'Araripe (Baudin et Berthou, 1996) et de Rio do Peixe (Senant et Popoff, 1991 ; Françolin *et al.*, 1994).

Le tableau suivant recense certains des âges publiés par Coward (1999) pour le début du rifting de l'Atlantique Equatorial, marges africaine et sud-américaine, et rappelle les deux hypothèses retenues (en gras, dates en noir entourées de blanc dans la figure 3.intro.4).

Bassin Nord du Golfe de Guinée (3)		Berriasien (145,5 Ma) Valanginien (140,2 Ma)	
Bassin du delta du Niger	intra-Berriasien	rifting ?	Asu River Fm
Marge Nord du Brésil (homologue du bassin 3)			
Bassins du linéament Patos	Berriasien	(cf. texte)	
Bassin de Potiguar	intra-Valanginien	rifting	Lagoa de Queimado Membre et Pendência Fm

2.2.2.2 L'âge du début de l'accrétion océanique.

L'Atlantique Equatorial relie l'Atlantique Sud à l'Atlantique Central par des marges transformantes à extension oblique. L'accrétion océanique y débute après le Barrémien (125 Ma). Préciser son âge est rendu difficile à cause de l'intervalle magnétique calme du Crétacé qui intervient entre 125 Ma et 83,5 Ma. L'âge de la fin du rifting, très controversé, varie ainsi entre l'Aptien Supérieur et le Cénomanien selon les auteurs.

Koutsoukos (1982), Mascle *et al.* (1996) et Maisey (2000) voient les premières influences marines dans le domaine Equatorial au cours de l'Aptien Supérieur. Basile *et al.* (1993 et 1998) observent une surface d'unconformity post-rift à l'Aptien Supérieur dans le bassin profond de la Côte d'Ivoire, Zalan *et al.* (1985) dans le bassin de Ceará.

Pontes et Asmus (1976), Szatmari *et al.* (1987), Mohriak (2003) et Zalan (2004) datent la première séquence marine dans le domaine équatorial à l'Albien Inférieur.

Pour Moullade *et al.* (1993), «la franche communication marine entre proto-Atlantique Central et Sud» se mettrait en place dès l'Albien Moyen (cf. zone à *H. rischi*).

Oliveira Marinho (1985), Blarez (1986), Gouyet (1988) et Pletsch *et al.* (2001) proposent l'Albien Supérieur.

Pour Mascle (1988), Popoff *et al.*, (1989) et De Matos (2000), l'activité transtensionnelle/transformante s'arrête à la fin de l'Albien Supérieur lorsque les petits bassins océaniques établissent la brèche finale entre le Brésil et l'Afrique.

Pour Clift *et al.* (1997), «l'axe de l'accrétion océanique passe au niveau» de la marge Côte d'Ivoire-Ghana au Cénomanien (99,6 Ma) (cf. *fission-track* sur apatite).

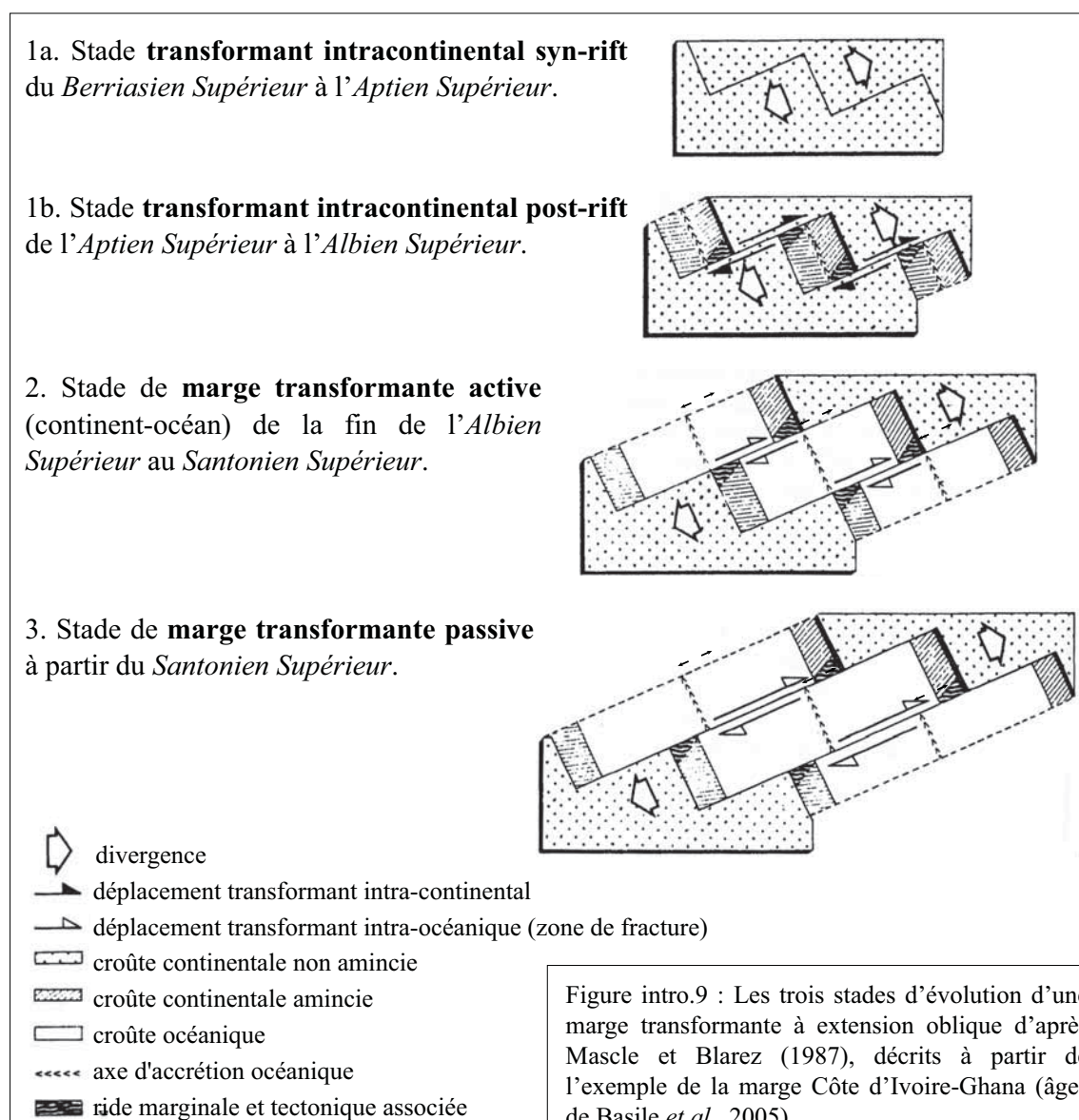
Le tableau suivant recense certains des âges publiés pour le début de l'accrétion océanique dans l'Atlantique Equatorial pour les marges africaine et sud-américaine, et rappelle les deux hypothèses retenues (en gras, dates en blanc entourées de noir dans la figure 3.intro.4).

Bassin Nord du Golfe de Guinée (3)		Aptien (125 Ma) Cénomanien (99,6 Ma)	
Bassin profond de Côte d'Ivoire	Aptien Supérieur	post-rift unconformity	(Basile <i>et al.</i> , 1993, Basile <i>et al.</i> , 1998)
Sud du plateau de Guinée	Albien Moyen	foraminifères	(Moullade <i>et al.</i> , 1993)
Rio Muni-Douala-fossé de la Bénoué	125 Ma (ICS, 2004)	chron M0	(Nürnberg et Müller, 1991)
Marge Côte d'Ivoire-Ghana	Cénomanien	fission-track	(Clift <i>et al.</i> , 1997)
Bassin du delta du Niger	intra-Cénomanien ~Maastrichtien	Abakaliki uplift paralique Nkporo Fm	(Coward, 1999)
Marge Nord du Brésil (homologue du bassin 3)			
Bassin de Ceará	Aptien Supérieur	unconformity post-rift	(Zalan <i>et al.</i> , 1985)
Bassin de Potiguar	intra-Aptien	lacustre Alagamar Fm	(Coward, 1999)

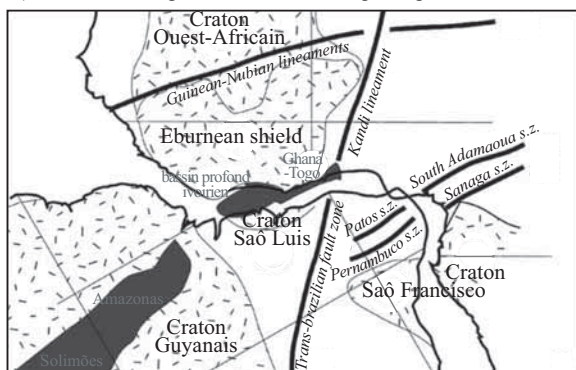
2.2.2.3 Modèle cinématique de l'Atlantique Equatorial

Les deux principales écoles à distinguer sont d'une part l'« école française » (Mascle, Blarez, Benkhelil, Basile...) qui se focalise sur l'aspect structural (déformation/tectonique) de l'ouverture de l'Atlantique Equatorial, et d'autre part l'« école anglaise » (Clift, De Matos, McGregor...) qui étudie plus particulièrement son aspect thermique (surrection/dénudation).

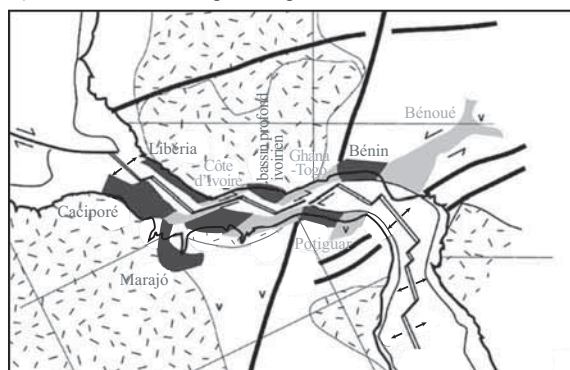
L'école française s'appuie sur le modèle d'ouverture d'une marge transformante à extension oblique de Mascle et Blarez (1987) (Figure 3.intro.9). Chacun de ces stades met successivement en contact des lithosphères de natures différentes influençant l'évolution thermique de la lithosphère et perturbant le développement des structures sédimentaires et tectoniques. Ce modèle implique que les effets thermodynamiques varient le long de la limite de plaque au fur et à mesure de la progression de l'axe d'accrétion et qu'ils sont les plus intenses dans les zones où le contact continent-continent est le plus long (ex : marge de San Pedro). La Figure 3.intro.10 présente l'évolution géodynamique de l'Atlantique Equatorial d'après Basile *et al.* (2005).



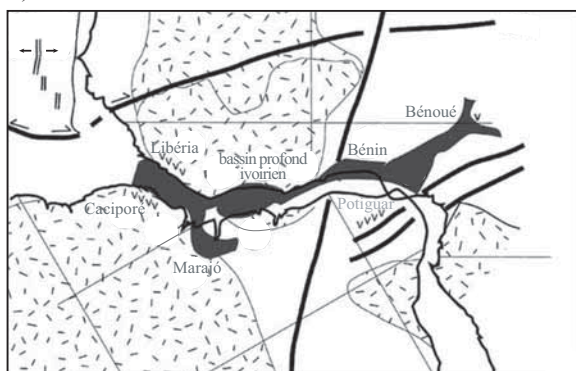
A) Reconstitution pré-rift du Protérozoïque Supérieur au Trias



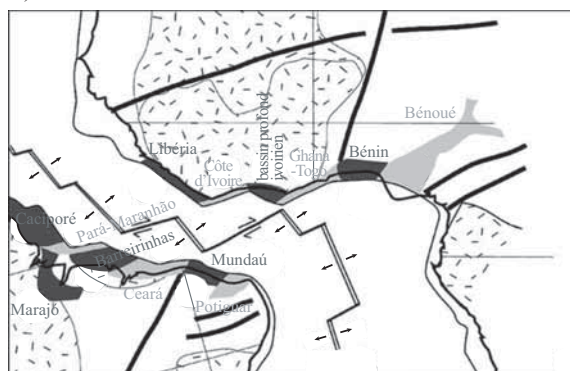
C) Reconstitution à l'Aptien Supérieur



B) Reconstitution à l'Oxfordien



D) Reconstitution au Santonien



E) Principales structures de l'Atlantique Equatorial à l'actuel



Figure 3.intro.10 : L'évolution géodynamique de l'Atlantique Equatorial d'après Basile *et al.* (2005) (frontières de plaques modifiées d'après Campan (1995) ; l'Afrique est supposée fixe) A) Reconstitution pré-rift du Protérozoïque Supérieur au Trias. B) Reconstitution à l'Oxfordien (v : volcanisme du début du Jurassique Inférieur dans les bassins de Guyane, Libéria, NE Brésil et Bénoué). C) Reconstitution à l'Aptien Supérieur (marge transformante intracontinentale) (v : volcanisme au début du Crétacé dans les bassins NE brésiliens, Potiguar et Bénoué). D) Reconstitution au Santonien (marge transformante passive). E) Carte des principales structures de l'Atlantique Equatorial.

De Matos (2000) puis MacGregor (2003) proposent un autre découpage temporel de l'évolution géodynamique de l'Atlantique Equatorial :

1. Stade **pré-transtension** du *Berriasien* à la fin du *Berriasien* (d'après MacGregor, 2003) ou du *Barrémien* (d'après De Matos, 2000).
2. Stade **syn-transtension/syn-transformant** (du début de la séparation des plaques le long de failles transformantes à la séparation finale de la croûte continentale) du *Valanginien* (d'après MacGregor, 2003) ou de l'*Aptien* (d'après De Matos, 2000) à l'*Albien Supérieur*.
3. Stade **post-transformant** du *Cénomaniens* à l'*actuel*.

Les trois paragraphes suivants exposent les événements structuraux, thermiques et sédimentaires qui se produisent au fur et à mesure de l'ouverture de l'Atlantique Equatorial.

1. Stade transformant intracontinental du *Berriasien Supérieur* à l'*Albien Supérieur* (Basile *et al.*, 2005) / *Cénomaniens* (Clift *et al.*, 1997) (Figures 3.intro.10A et B)

Au cours du Crétacé Inférieur, la croûte continentale s'amincit progressivement et subsiste fortement dans les zones divergentes (Figure 3.intro.9.1) permettant le développement de bassins divergents (en noir sur la Figure 3.intro.10). Les failles transformantes en deviennent des échelons entre ces bassins (Figure 3.intro.9.1b). Des rides marginales se forment au niveau du contact entre la croûte continentale en voie d'amincissement et le craton non aminci (8^{ème} symbole sur la Figure 3.intro.9.1b). A l'opposé de ce contact, l'activité tectonique diminue rapidement (5^{ème} symbole sur la Figure 3.intro.9.1b).

Pourquoi le *Berriasien Supérieur* ?

Le début de ce stade est caractérisé par le début de sédimentation syn-rift qui est malheureusement peu connue sur la marge africaine. La marge brésilienne montre que les premiers sédiments syn-rift se déposent au *Berriasien* dans les bassins intracontinentaux situés le long du linéament Patos (bassins de Potiguar (Araújo et Feijó, 1994), d'Araújo (Baudin et Berthou, 1996) et de Rio do Peixe (Senant et Popoff, 1991 ; França *et al.*, 1994)).

Avant l'*Aptien*, du volcanisme s'exprime dans le bassin Potiguar (130-140 Ma : Bellien *et al.*, 1992), dans l'Est du bassin de Maranhão (115-122 Ma : Fodor *et al.*, 1992) et dans le bassin de la Bénoué (Maluski *et al.*, 1995 ; Coulon *et al.*, 1996) (Figure 3.intro.10C).

Entre 130 et 120 Ma, le rift se propage vers le Nord-Est jusqu'au Fossé de la Bénoué. Le delta du Niger sert alors de point triple entre les bassins en échelon du domaine Equatorial, le rift de la Bénoué et le rift de l'Atlantique Sud (Figure 3.intro.10C). D'autre part, la branche Nord-Est du rift de l'Atlantique Sud avorte il y a environ 120 Ma, lors d'une importante réorganisation des plaques cinématiques (Nürnberg et Müller, 1991).

Au *Barrémien*, il y a 130 Ma, la sédimentation syn-rift commence dans le bassin Keta au Ghana (Brandão et Feijó, 1994) et la Foz de Amazonas (Brandão et Feijó, 1994).

Du côté africain, le bassin du Libéria, le bassin profond ivoirien et le bassin du Bénin (bassins divergents ; en noir sur la Figure 3.intro.10C) se séparent de leurs homologues sud-américains. Durant l'*Aptien*, la marge ouest de la Côte d'Ivoire, le bassin du Ghana-Togo (marges continentales transformantes) et le bassin Bénoué (en gris sur la Figure 3.intro.10C) subsistent fortement sous le contrôle de failles décrochantes ou transtensives et enregistrent

une sédimentation intracontinentale siliciclastique en milieu fluviatile à lacustre (Zalan *et al.*, 1985 ; de Caprona, 1992 ; Chierici, 1996 ; Mascle *et al.*, 1996 ; Mascle *et al.*, 1998 ; Basile *et al.*, 1998 ; Attoh *et al.*, 2004).

Dans le domaine Equatorial, les failles transformantes Saint Paul, Romanche et Chain, traversent des structures pan-africaines, au fur et à mesure de leur croissance et finissent par relier l'Atlantique Sud et l'Atlantique Central.

Pourquoi l'Aptien ?

Dans le bassin profond de la Côte d'Ivoire (Basile *et al.*, 1993 ; Basile *et al.*, 1998) et le bassin Ceará (Zalan *et al.*, 1985), les sédiments qui se déposent à l'Aptien Supérieur marquent la fin du rifting : pour Basile *et al.* (2005), le début du stade post-rift est à l'Aptien Supérieur. Cependant, le passage du stade rift au stade post-rift est très débattu (chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.2.2) et l'argument de la discordance post-rift côtoie celui de l'âge de la première croûte océanique qui est, lui aussi soumis à la controverse.

Pour Clift (1997), l'Aptien correspond à l'initiation du rift et pour De Matos (2000), au début de l'activité transtensive/transformante.

2. Stade de marge transformante active (continent-océan) de la fin de l'Albien Supérieur (Basile *et al.*, 2005) / Cénomanién (Clift *et al.*, 2007) au Santonien Supérieur (Figure 3.intro.10C)

Le stade de marge transformante active est caractérisé par un contact croûte océanique-croûte continentale actif. Avec l'accrétion océanique, une part de plus en plus importante de croûte océanique entre en contact avec la croûte continentale (Figure 3.intro.9.2). La bordure continentale des marges transformantes est alors soulevée et cette surrection atteint son maximum d'intensité lors du passage de l'axe d'accrétion océanique. La bordure continentale, instantanément soumise à l'érosion, fournit le matériel sédimentaire pour sceller ce contact par une nouvelle discordance (*unconformity*), appelée discordance post-transformante, qui se propage sur la marge africaine d'Est en Ouest le long de la faille transformante (Mascle et Blarez, 1987).

Pourquoi l'Albien Supérieur ou le Cénomanién ?

Sur la marge du bassin côtier du Ghana-Togo, la discordance post-transformante est la plus jeune à son extrême Ouest (puits ODP 159-959 à 962), où elle date de l'Albien Supérieur (Basile *et al.*, 1998). Chierici (1996) précise que l'«*Albien Unconformity*» sépare une section tectonisée par des failles normales d'une série moins déformée. Cependant, la présence d'une tectonique syn-sédimentaire anté-Albien Supérieur notée par Caprona (1992) et Chierici (1996) n'est pas admise par Coterill (2002).

Pour Clift *et al.* (1997), l'axe de l'accrétion océanique passe le long de la marge Côte d'Ivoire Ghana au Cénomanién : c'est le début du stade marge transformante active.

Tectonique

Cette discordance diachrone se produit à la fin des déplacements successifs contre la future marge transformante d'une croûte continentale non amincie, puis amincie et enfin

d'une croûte océanique. Ces déplacements ont changé le fonctionnement des anciennes zones transformantes qui acquièrent la structure crustale caractéristique d'une marge transformante active (Scrutton, 1979), à savoir une transition très rapide entre croûte continentale et croûte océanique.

La déformation coulissante et la sédimentation abandonnent progressivement la marge transformante pour se localiser en contre-bas au niveau de la transition océan-continent (Figure 3.intro.10C).

D'autre part, la surrection de la bordure continentale des marges transformantes s'exprime différemment si la croûte continentale a été amincie ou non.

- Lorsque la croûte continentale n'a pas été amincie, la faille transformante a découpé à l'emporte pièce le bâti préexistant et la surrection s'accompagne d'un basculement vers le continent qui met directement le socle à l'affleurement le long de la pente continentale (e.g. la marge continentale du Ghana : Mascle et Smit, 1974 ; da Costa *et al.*, 1990 ; Attoh *et al.*, 2004).

- Lorsque la croûte continentale est amincie et plus profonde, une épaisse série de sédiments terrigènes s'est déposée dans un bassin subsident (comme le bassin du Libéria et le bassin profond de Côte d'Ivoire (bassins divergents en noir Figure 3.intro.10). La surrection et le basculement de la bordure de ce bassin forment une ride marginale parallèle à la faille transformante allant de la transition océan-continent des bassins divergents aux marges continentales transformantes de la Côte d'Ivoire et du Ghana-Togo (en gris Figure 3.intro.10) (Figure 3.intro.9.2 ; Basile *et al.*, 1997). La ride marginale met ainsi d'importants volumes de croûte continentale, y compris sa couverture sédimentaire terrigène, à l'affleurement le long de la pente continentale. Par la suite, ce matériel continental peut être transporté le long de la faille transformante, éventuellement jusque dans le domaine océanique (Honnorez *et al.*, 1994 ; Bonatti *et al.*, 1996). De plus, une fois la pente continentale créée, sa déclivité empêche toute progradation du plateau continental, qui reste étroit et les sédiments en provenance du continent transitent directement jusqu'à la plaine abyssale.

Remplissage sédimentaire-relief

La bordure continentale des marges transformantes subissent une surrection. Celle de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana se produit dès l'Albien Moyen. L'origine de cette surrection est débattue :

- un transfert de chaleur de la croûte océanique plus chaude vers la croûte continentale plus froide pour Mascle et Blarez (1987) et Todd et Keen (1989). Cependant, aucun réchauffement lié au contact croûte continentale-croûte océanique n'a été directement mis en évidence (Basile *et al.*, 1998 ; Wagner et Pletsch, 2001).
- une flexure lithosphérique créée par l'érosion et la décharge de la croûte continentale non amincie au fur et à mesure de son contact avec une croûte continentale amincie et plus profonde et une croûte océanique, pour Basile et Allemand (2002).

D'après de Caprona (1992) et Chierici (1996), les marnes de l'Albien sont scellées au Cénomanien par des grès et une probable plate-forme carbonatée. Alors que d'après Coterill (2002), les sédiments de l'Albien subissent un glissement le long d'une faille normale et les turbidites siliciclastiques du Cénomanien une tectonique gravitaire.

3. Stade de marge transformante passive du *Santonien Supérieur* à l'*actuel* (Figure 3.intro.10D)

Lorsque l'axe d'accrétion passe au pied de la marge transformante, celle-ci met en contact deux croûtes océaniques qui croissent dans la même direction et l'activité tectonique transformante s'arrête (Figure 3.intro.9.3). La croûte continentale de la marge et la croûte

océanique du bassin adjacent appartiennent désormais à la même plaque.

Pourquoi le Santonien Supérieur ?

Le début du stade de marge passive est diachrone : il se fait après le passage de l'axe d'accrétion qui progresse d'Ouest en Est. D'après Basile (2005), le dernier contact entre l'axe d'accrétion océanique et la marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana date du Santonien Supérieur (84 Ma dans la charte de Gradstein *et al.*, 2004).

Le début du stade de marge passive peut également être daté par la discordance appelée «*Senonien Unconformity*» dont l'origine n'est pas encore très bien comprise. La «*Senonien Unconformity*» est probablement constituée de plusieurs surfaces érosives entre le Santonien et le début du Campanien. De plus, à cause de la complexité de la paléomorphologie héritée de la tectonique de rift, le hiatus associé à cette discordance est très variable (Chierici, 1996) :

- moins de 5 Ma dans les héli-grabens,
- plus de 15 Ma au niveau des blocs dont les crêtes sont érodées (le Campanien repose sur l'Albien ou le Cénomanién).

La «*Senonien Unconformity*» s'exprime par :

- une forte discordance angulaire entre le Sénonien Inférieur et le Campanien dans les puits,
- une transgression marine majeure dans le Golfe de Guinée et datée au Sénonien-Turonien par Spengler et Delteil (1966) et au Sénonien par Brancart (1977),
- une transgression plus localisée datée du Campanien-Maastrichtien par Petters (1983).

Tectonique

L'arrêt de l'activité transformante est diachrone : il se fait après le passage de l'axe d'accrétion qui progresse d'Ouest en Est.

Depuis le Santonien Supérieur à l'actuel, les marges continentales subsident progressivement (subsidence thermique). Cependant, la compaction des bassins antérieurs accentue la subsidence de la marge divergente. Celle-ci subsidant plus vite que la marge transformante, la ride marginale continue de basculer pendant quelques dizaines de millions d'années (Basile *et al.*, 1997).

Au Tertiaire, une tectonique gravitaire se met en place (Coterill *et al.*, 2002, Caprona 1992 ; Chierici 1996).

Remplissage sédimentaire-relief

La circulation marine Nord-Sud à travers l'Atlantique Equatorial étant à présent bien établie, les parties les plus profondes de la marge enregistrent une influence marine croissante dans leur sédimentation.

Les bordures continentales surélevées subsident peu, la sédimentation sur la plateforme continentale est limitée. De plus, les sédiments qui proviennent du continent transitent directement vers la plaine abyssale (bassin profond ivoirien), la pente continentale étant gravitairement instable et la ride marginale continuant de barrer leur passage (Masclé, 1997).

Entre l'Eocène Supérieur et l'Oligocène Supérieur voir même le Miocène Inférieur, un nouveau hiatus stratigraphique révèle une discordance majeure (*Oligocène Unconformi-*

ty). En fait, l'ensemble des bassins côtiers de l'Afrique de l'Ouest depuis l'Afrique du Sud au Sud du Maroc (Oyede et de Klasz, 1992) présentent cette discordance probablement à cause d'une chute globale du niveau de la mer d'origine glacio-eustatique. Dans le bassin Nord du Golfe de Guinée, le sommet des sédiments du Paléocène et de l'Eocène Inférieur a été aplani et bauxitisé à partir de l'Eocène Supérieur. Cette paléosurface indique une émergence et une érosion probablement dues à une surrection oligo-miocène. Afin de mieux comprendre la dénudation et les mouvements verticaux de la lithosphère de la région, Chardon *et al.* (2006) cartographient la bauxite latéritique et comparent la possibilité d'un seul ou de deux épisodes de formation et de préservation de surface aplanie de bauxite au Méso-Cénozoïque.

2.2.3 Atlantique Sud.

2.2.3.1 L'âge du début du rifting.

Dans l'Atlantique Sud, l'alignement des rides de Rio Grande et de Walvis forme une discontinuité majeure et délimite les deux étapes de l'ouverture de l'océan. A la fin du Jurassique Supérieur, le rifting débute dans le segment austral (bassin de l'Orange). Au Crétacé Inférieur, le rifting se propage vers le Nord au segment central (bassin Sud du Golfe de Guinée) dont l'ouverture est nettement diachrone (elle est plus récente au Sud qu'au Nord).

Le tableau suivant recense les âges publiés par Coward (1999) pour le début du rifting du segment central puis du segment austral de l'Atlantique Sud. Les deux hypothèses retenues sont indiquées en gras (dates en noir entourées de blanc dans la figure 3.intro.4).

Bassin Sud du Golfe de Guinée (4)		Berriasien (145,5 Ma)	
Bassin de Douala	Intra-Tithonien	early rifting	Mundeck Fm
Bassin côtier du Gabon	Tithonien (150,8 Ma)	early rifting	Basal Sandstone
Bassin du Bas-Congo	Tithonien (150,8 Ma)	early rifting	Lucula ?/Zenze Fm
Bassin de la Kwanza	Valanginien (140,2 Ma)	early rifting	Maculungo Fm
Bassin de Moçamedes	Valanginien (140,2 Ma)	early rifting	Maculungo Fm
Marge Sud-Est du Brésil (homologue du bassin 4)			
Bassin de Sergipe-Alagoas	Paléozoïque? à Trias?	rifting	Estancia Fm
Bassin d'Almada-Camamu	Valanginien (140,2 Ma)	rifting	Morro do barro Fm
Bassin d'Espirito Santos	Intra-Berriasien	rifting	Cricare Fm
Bassin de Campos	Barrémien (130 Ma)	syn-rift	graben
	Aptien (125 Ma)	rifting	Lagoa Feia Fm
Bassin de Santos	Aptien (125 Ma)	rifting	Guaratiba Fm
Bassin de l'Orange (5)		Tithonien (150,8 Ma)	
Bassin de l'Orange et de Walvis	Tithonien (150,8 Ma)	rifting	séquence sismique T-R volcanisme
Bassin de Pelotas (homologue du bassin 5)			
Bassin de Pelotas	Barrémien (130 Ma)	rift	volcanisme

2.2.3.2 L'âge du début de l'accrétion océanique.

Dans le segment central de l'Atlantique Sud (bassin Sud du Golfe de Guinée), l'accrétion océanique débute après le Barrémien (125 Ma), pendant l'intervalle magnétique calme du Crétacé. Moulin (2003) date l'accrétion océanique grâce au dernier dépôt de sel, soit à la limite Aptien-Albien, il y a environ 112 Ma.

Le tableau suivant recense les âges publiés par Coward (1999) pour le début de l'accrétion océanique dans le segment central de l'Atlantique Sud pour les marges africaine et sud-américaine, et rappelle les deux hypothèses retenues (en gras, dates en blanc entourées de noir dans la figure 3.intro.4).

Bassin Sud du Golfe de Guinée (4) Aptien (125 Ma) Albien (112 Ma)			
Bassin de Douala	Cénomanién (99,6 Ma) ~Coniacien (89,3 Ma)	subsidence thermique plateau marin	diapir Logbadjeck Fm
Bassin côtier du Gabon	~Aptien intra-Aptien intra-Aptien	fluvatile transition continent-mer marin	Coniquet Fm Gamba/Como Fm Ezanga Fm
Bassin du Bas-Congo	intra-Aptien intra-Aptien	transition continent-mer marin (évaporites)	Chela Fm Loeme Fm
Bassin de la Kwanza	intra-Aptien intra-Aptien	transition mer-continent marin	Upper Cuvo Fm sel massif
Marge Sud-Est du Brésil (homologue du bassin 4)			
Bassin de Sergipe-Alagoas	intra-Aptien Albien	marin ouvert marin ouvert	Maceio Mbr. Riachelo Fm
Bassin d'Almada-Camamu	intra-Aptien	marin restreint	Taipus-Mirim Fm
Bassin d'Espirito Santos	intra-Aptien	transition continent-mer	Mariricu Fm
Bassin de Campos	intra-Aptien Albien (112 Ma)	lac salé carbonates marins	Macaè Fm
Bassin de Santos	intra-Aptien	subsidence et marin restreint	Ariri Fm

Dans le segment austral de l'Atlantique Sud (bassin de l'Orange), l'âge de l'accrétion océanique est celui donné à l'anomalie G qui varie entre l'anomalie M13, environ 139,5 Ma, pour Rabinowitz et LaBrecque (1979) et l'anomalie M22, environ 150,5 Ma pour Du Plessis (1977).

Moulin *et al.* (2009) trouvent un pic d'activité volcanique entre l'Hauterivien Supérieur et le Barrémien Inférieur (134-130 Ma). La première croûte océanique dans la partie la plus au sud de l'Atlantique Sud apparaît à l'Hauterivien entre les anomalies M9 et M7, entre 134 et 132 Ma. Le stade initial du modèle de Moulin *et al.* (2009) est ainsi daté à environ 133 Ma dans la charte de Gradstein *et al.* (2004) et correspond à l'anomalie appelée Large Marginal Anomaly (ou LMA). Dans le reste du bassin de l'Orange, l'accrétion océanique débute entre les anomalies M7 et M4, entre 132 et 130 Ma, à l'Hauterivien Supérieur. Cette datation confirme l'âge proposé par Austin et Uchupi (1982).

Le tableau suivant recense les âges publiés par Coward (1999) pour le début de l'accrétion océanique dans le segment austral de l'Atlantique Sud et rappelle les deux hypothèses retenues (en gras, dates en blanc entourées de noir dans la figure 3.intro.4).

Bassin de l'Orange (5) Hauterivien (136,4 Ma) Barrémien (130 Ma)			
Bassin de l'Orange et de Walvis	intra-Aptien	subsidence thermique	séquence sismique R-Q 6A
Bassin de Pelotas (homologue du bassin 5)			
Bassin de Sergipe-Alagoas	intra-Aptien Albien	marin ouvert marin ouvert	Maceio Mbr. Riachelo Fm
Bassin d'Almada-Camamu	intra-Aptien	marin restreint	Taipus-Mirim Fm
Bassin d'Espirito Santos	intra-Aptien	transition continent-mer	Mariricu Fm
Bassin de Campos	intra-Aptien Albien (112 Ma)	lac salé carbonates marins	Macaè Fm
Bassin de Santos	intra-Aptien	subsidence et marin restreint	Ariri Fm
Bassin de Pelotas (homologue du bassin 5)			
Bassin de Pelotas	Aptien (125 Ma) ~Albien (112 Ma)	subsidence thermique marin restreint	Ariri Fm

D'autre part, un épisode magmatique forme la province magmatique Paraña-Eten-deka (White et McKenzie, 1989). Milner *et al.* (1995) estiment que ces coulées basaltiques se sont formées entre 135 Ma et 132 Ma, à l'Hauterivien, alors le panache mantellique Tristan se trouvait sous cette région.

2.2.3.3 Modèles cinématiques de l'Atlantique Sud.

Dès le premier modèle cinématique d'ouverture de l'Atlantique Sud proposé par Bullard *et al.* (1965) (Figure 3.intro.11A) sur la base d'un travail de Carey (1955), le problème géométrique de fermeture de l'assemblage initial idéal est soulevé.

1. Les modèles à plaques rigides synchrones, diachrones et de propagation de rift.

A l'instar de Bullard *et al.* (1965), les premiers modèles (Dietz, 1973 ; Mascle et Sibuet, 1974 ; Smith et Briden, 1977 ; Sibuet et Mascle, 1978) proposent des modèles à plaques rigides, c'est-à-dire se déforment peu voire pas du tout et supposent que l'ouverture est synchrone dans la totalité de l'Atlantique Sud. Bullard *et al.* (1965) date l'ouverture de l'Atlantique Sud à l'anomalie M11 ; Sibuet et Mascle (1978) à l'anomalie M10.

Le modèle de Rabinowitz et LaBrecque (1979) marque une étape importante dans la représentation cinématique de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Ce modèle met en mouvement des plaques rigides, mais il est le premier à imposer une ouverture en deux temps : d'abord le segment austral puis le segment central (Figure 3.intro.11B). L'arrangement initial date du Valanginien (130 Ma) (anomalie G) et pointe une lacune entre les plateaux de Guinée et de Dénéker de plus de 200 km alors que les données géologiques les supposent juxtaposés (Oliveira Marinho, 1985 ; Gouyet, 1988). Le pôle de rotation choisi plutôt au Nord (2,5°S et 45°W) permet une ouverture en ciseaux du Sud (Valanginien) vers le Nord (Aptien 113 Ma) mais impose une compression importante au Nord (300 km) entre les plateaux de Guinée et de Dénéker.

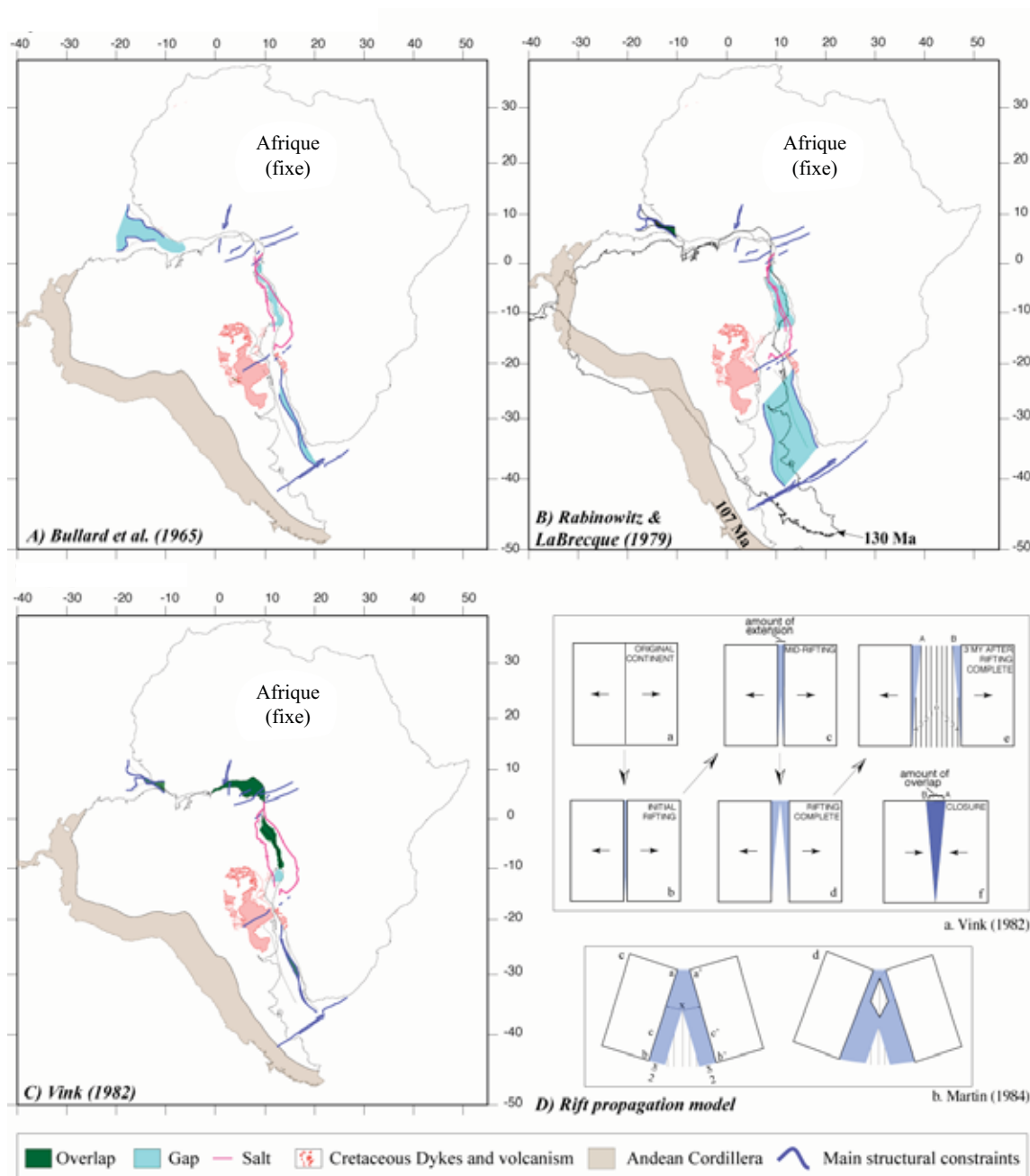


Figure 3.intro.11 : Les quatre premiers modèles “rigides”. Projection Mercator (d’après Moulin *et al.*, 2009)
A) Modèle synchrone de Bullard *et al.* (1965). B) Modèle diachrone de Rabinowitz et LaBrecque (1979).
C) Modèle de propagation de Vink (1982). D) Scénario des modèles de Vink (1982) et de Martin (1984).

Vink (1982) et Martin (1984) proposent chacun un modèle à plaques rigides de propagation de rift (Figure 3.intro.11D). Pour Vink (1982), le rifting n'est pas instantané mais progressif et diachrone (Figure 3.intro.11Da, étapes a à e). Par conséquent, les anomalies magnétiques sont obliques par rapport à la côte, la limite océan-continent ne peut être considérée comme isochrone, les différences d'étirement sont gigantesques et la reconstruction du stade initial présente inévitablement des chevauchements (en bleu foncé de la vignette f). Le stade initial utilisé par Vink (1982) montre en effet des recouvrements très importants dans l'océan Atlantique Equatorial, dans le fossé de la Bénoué et dans le segment central (Figure 3.intro.11C), ce qui est incompatible avec les contraintes géologiques.

Martin (1984) reprend l'idée de Courtillot (1982) et suggère que la propagation des rifts soit une conséquence naturelle des mouvements relatifs à partir d'un proche pôle de rotation. Lorsque l'étirement atteint la distance critique x , l'accrétion océanique débute et se propage vers le nord en suivant le mouvement de rotation. La distance critique x pouvant varier le long des frontières de plaques, des fenêtres d'ouverture peuvent être créées à plus petite échelle.

2. Les modèles avec déformation intraplaque

Burke et Dewey (1974) sont les premiers à proposer l'idée d'une déformation intraplaque pour résoudre le problème de réajustement du stade initial. Interprétant l'ouverture de l'Atlantique Sud comme le résultat d'un point chaud et de trois branches d'un rift actif dont l'une, le fossé de la Bénoué, avorterait au Santonien (~85 Ma), ils localisent une déformation intraplaque au niveau du fossé de la Bénoué.

A partir de 1982, les modèles à plaques strictement rigides laissent peu à peu la place aux modèles avec déformation intraplaque. Deux écoles s'opposent sur la localisation des zones à déformer en plus du fossé de la Bénoué :

- Burke et Dewey (1974), Pindell et Dewey (1982) (Figure 3.intro.12A), Fairhead (1988) et Guiraud et Maurin (1992) limitent la déformation à l'Afrique.
- Curie (1984), Unternehr *et al.* (1988), Nürnberg et Müller (1991), Lawver *et al.* (1999), Schettino et Scotese (2005), König et Jokat (2006) et Eagles (2006) introduisent une déformation concomitante en Afrique et en Amérique du Sud (Figures 3.intro.12B, 13 et 14).

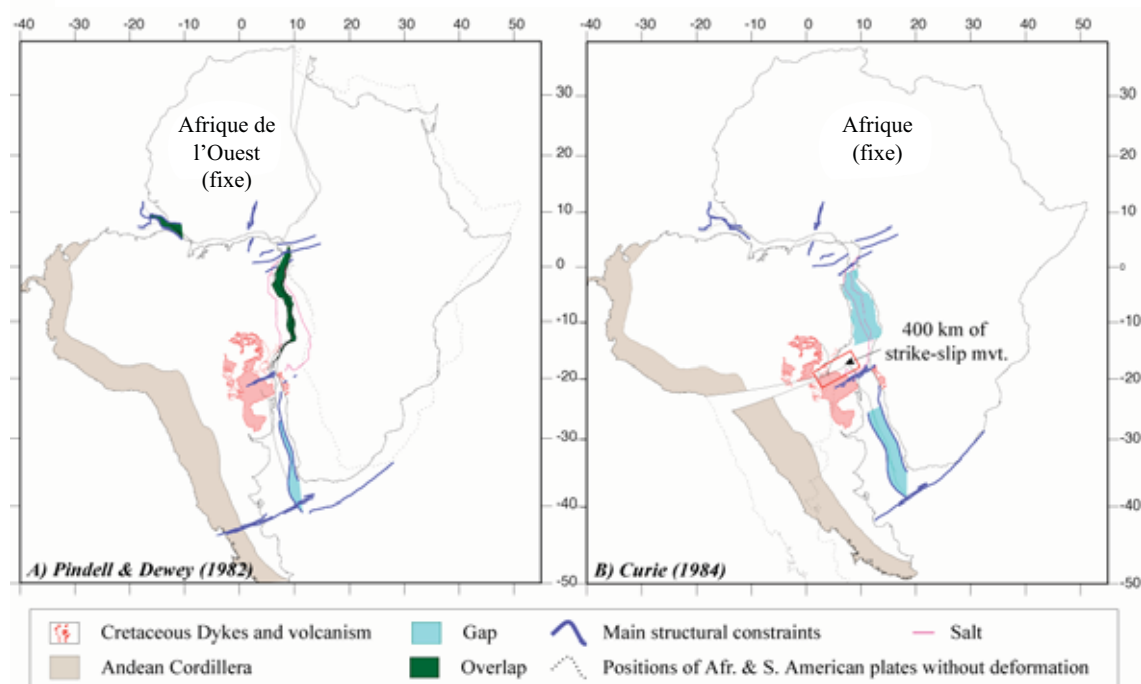


Figure 3.intro.12 : Les premiers modèles à plaques non rigides : A) Modèle de Pindell et Dewey (1982). B) Modèle de Curie (1984). Voir le texte pour plus de détails. Projection Mercator. (d'après Moulin *et al.*, 2009)

Parmi les modèles de déformation intraplaque concentrée en Afrique, on peut présenter par exemple celui de Pindell et Dewey (1982) qui situe la déformation intraplaque dans la région de la Bénoué. Partant de l'assemblage initial à 125 Ma de Rabinowitz et LaBrecque (1979), ils imposent deux stades d'ouverture (Figure 3.intro.12A) : un premier stade avec déformation de l'Afrique entre le Valanginien (125 Ma) et l'Aptien Supérieur (~110 Ma) et un deuxième stade sans déformation. Pendant le premier stade (traits continus, Figure 3.intro.11A), ils appliquent une rotation à partir d'un pôle proche du pôle Aptien de Rabinowitz et LaBrecque (1979) (19°N, 2°E, $\alpha = -8^\circ$) mais seulement à l'Afrique du Sud, l'Afrique de l'Ouest restant fixe par rapport à l'Amérique du Sud. Cela permet de garder intact l'ajustement dans l'Atlantique Equatorial mais induit une compression au niveau de la fosse de la Bénoué de 600 km (d'après Unternehr *et al.*, 1988) qui évolue en décrochement sénestre vers le Nord-Est. Les contraintes géologiques ne sont donc pas respectées ni dans la zone de la Bénoué ni pour les plateaux de Demerara et de Guinée. De plus, la déformation n'est pas suffisante pour fermer l'océan Atlantique Sud.

Guiraud et Maurin (1992) rencontrent le même problème pour leur modèle cinématique de déformation concentrée en Afrique pourtant plus complexe avec trois blocs en Afrique et incluant l'histoire de l'Atlantique, de l'océan Indien et de la Téthys.

Pour éviter ce problème, Curie (1984) introduit dans son modèle (Figure 3.intro.12B) une discontinuité dans la région de la ride de Rio Grande à Cochabamba Santa Cruz Bend (Andes, Chili) sous la forme d'un décrochement dextre de l'ordre de 400 km actif entre 117 Ma et 107 Ma (réactualisé à 113 Ma par Campan, 1995 avec l'échelle de Kent et Gradstein, 1986). Les épanchements volcaniques de la province de Paraña rendent difficiles les observations directes mais l'étude de sub-surface de Eyles et Eyles (1993) révèle l'existence d'un décrochement dextre de 150 km dans le bassin de Paraña. L'hypothèse de Curie (1984) impose donc à l'Amérique du Sud un mouvement trop important pour être réaliste et ne peut en tout cas être vérifiée.

De nombreux auteurs (Unternehr *et al.*, 1988 ; Nürnberg et Müller, 1991 ; Lawver *et al.*, 1999 ; Macdonald *et al.*, 2003 ; Schettino et Scotese, 2005 ; König et Jokat, 2006 et Eagles, 2006) considèrent le décrochement dextre dans le bassin de Paraña comme la discontinuité majeure de l'Atlantique Sud.

Les points suivants tendent à confirmer l'importance de cette discontinuité :

- le remplissage glaciogénique du Paléozoïque Supérieur,
- l'alignement entre les rides de Rio Grande et de Walvis et
- la mise en place d'un épisode volcanique majeur dans le bassin de Paraña autour de 133 Ma (Renne *et al.*, 1992) juste avant l'ouverture de l'océan et non après comme c'est le cas en Afrique (Unternehr *et al.*, 1988).

Par la suite, les modèles segmentent encore plus les plaques mises en jeu et répartissent la déformation sur les deux continents. Le modèle de Nürnberg et Müller (1991) par exemple répartit la déformation sur les deux continents sans introduire de changements cinématiques importants et marque un pas important dans la représentation cinématique de l'ouverture de l'Atlantique Sud (Figure 3.intro.13). Dans ce modèle,

- l'Afrique est divisée en deux sous-plaques par le fossé de la Bénoué et les rifts du Niger : une plaque nord-ouest africaine et une plaque Afrique et
- l'Amérique du Sud est divisée en quatre par un système de discontinuités de second ordre au sein des bassins de Paraña, Salado et Colorado.

Malgré l'utilisation des données altimétriques Geosat et Seasat, des chartes bathymétriques et d'une compilation d'anomalies magnétiques, des grandes discontinuités, de la limite océan-continent d'Emery et Uchupi (1984), de la morphologie du plateau de Demerara et de l'extension des zones de fractures équatoriales vers les marges, ce modèle ne respecte pas les toutes dernières données géologiques et géophysiques en particulier sur les points suivants :

- la lacune de 150 km entre les plateaux de Demerara et de Guinée implique une compression du même ordre de grandeur que la compression pyrénéenne, ce que n'indique aucun profil sismique.

Pôle Eulérien selon Nürnberg et Müller (1991)
150 Ma

AmsN/AFR : 49.234°N, 31.826°W, 55.885°

Ams-Paraná/AFR : 47.767°N, 32.354°W, 56.307°

Ams-Salado/AFR : 46.997°N, 32.329°W, 56.375°

Ams-Colorado/AFR : 46.718°N, 32.676°W, 56.583°

Afr/AFR : 16.5°N, 6.7°E, 1.15°

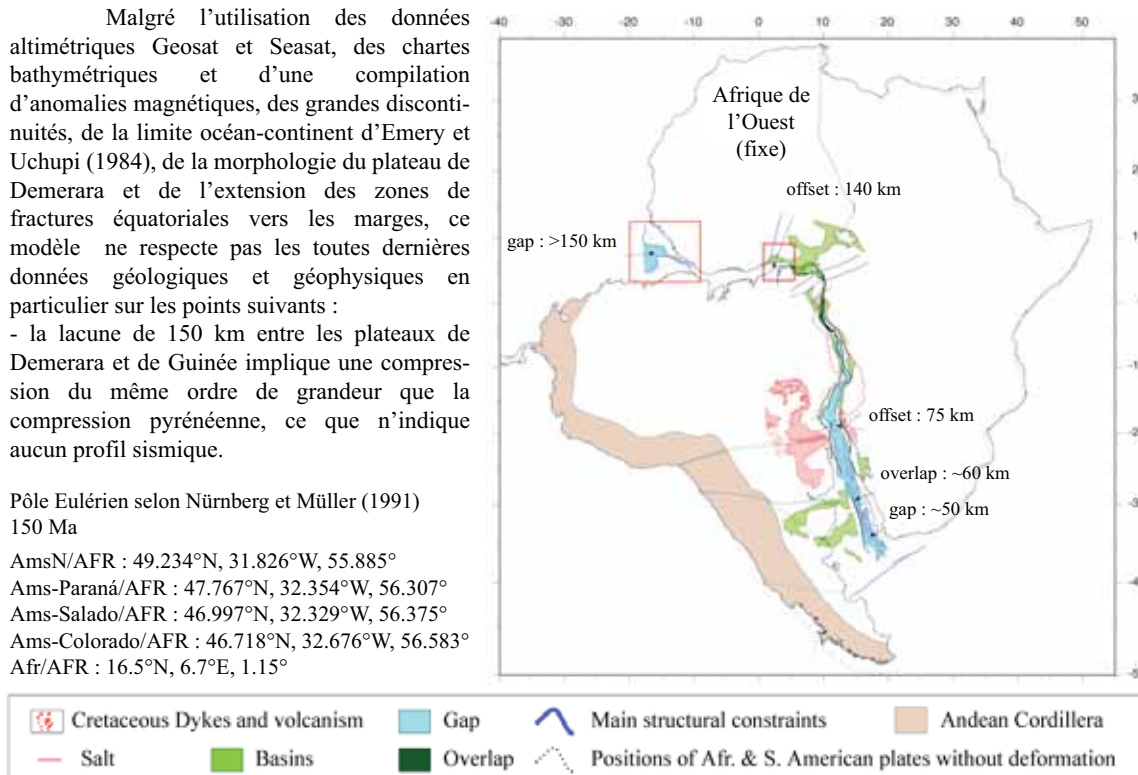
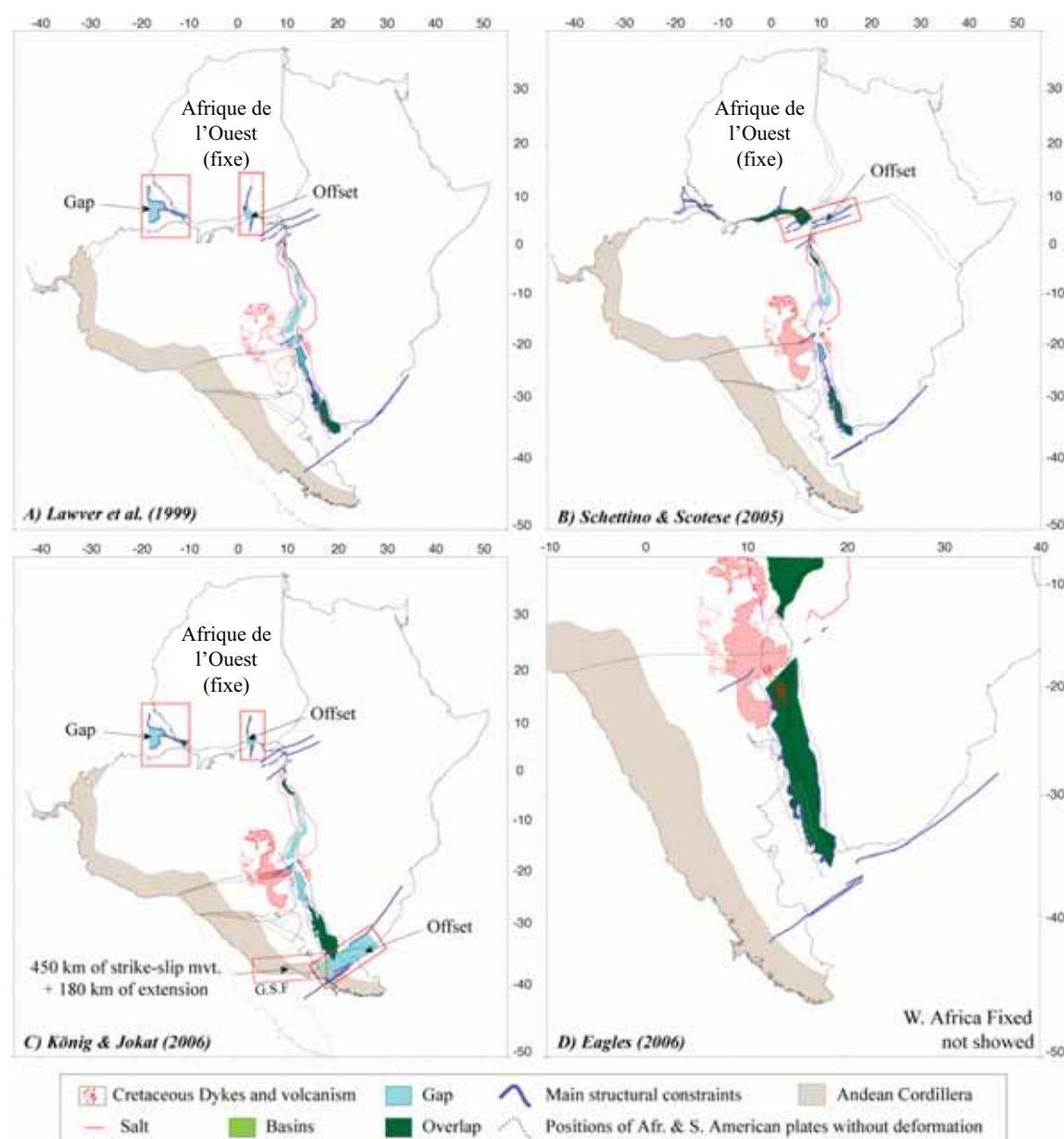


Figure 3.intro.13 : Reconstruction pré-drift de Nürnberg et Müller (1991) à 150 Ma (Tithonien, 150,8 selon Gradstein *et al.*, 2004). Voir le texte pour plus de détails. Projection Mercator (d'après Moulin *et al.*, 2009)

- la plate-forme précambrienne brésilienne recouvre le continent africain au niveau du Ghana.
- dans l'Atlantique Equatorial, les linéaments de Sabral et de Kandi ne sont pas alignés (le décalage est de 140 km).
- le Sud-Gabon et les bassins Sergipe se recouvrent.
- une lacune de plus de 50 km dans le système d'anomalies magnétiques appelé Large Marginal Anomaly (LMA) par Moulin *et al.* (2009) qui regroupe en effet les anomalies M11, M9 et G entre 28°S et 30° S.
- les *hinge lines* se recouvrent dans le bassin de Tucano (en vert).
- les zones de fractures conjuguées de Rio Grande sont décalées de 75 km, tout comme celles de Falkland-Agulhas.

Lawver *et al.* (1999), Macdonald *et al.* (2003), König et Jokat (2006) et Eagles (2006) se basent tous sur le modèle de Nürnberg et Müller (1991) pour le bassin du Golfe de Guinée (Figure 3.intro.14) alors que l'incohérence avec les données géologiques subsiste.



Le modèle de Lawver *et al.* (1999) fait partie du projet international PLATES (univ. of Texas, <http://www.ig.utexas.edu/research/projects/plates>). Dans le bassin de l'Orange, ce modèle introduit des déformations cohérentes avec les données géologiques mais le système LMA (Large Marginal Anomaly) présente un recouvrement de 150 km et les zones de fractures conjuguées de Rio Grande sont décalées de plus de 100 km (Figure 3.intro.14A).

Le modèle de Schettino et Scotese (2005) n'utilise pas la reconstitution de Nürnberg et Müller (1991). Il est basé sur un synthétique Apparent Polar Wander (APW) pour les principaux continents (Amérique du Nord, Amérique du Sud, Eurasie, Inde, Afrique Centrale, Australie et Antarctique) pour les 200 derniers millions d'années (Figure 3.intro.14B). La correspondance entre les plateaux de Demerara et de Guinée est bonne mais le recouvrement dans les environs du Delta du Niger est très important de même que celui du système LMA (plus de 100 km).

De nouvelles données aéromagnétiques de l'est de la Mer de Weddell ont été utilisées par König et Jokar (2006) pour proposer de nouvelles rotations et une reconstitution de l'ouverture initiale de la Mer de Weddell entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique ainsi que de la dislocation du Gondwana au Mésozoïque lors de l'intervalle magnétique calme du Jurassique (Jurassic Quiet Magnetic Zone) (Figure 3.intro.14C). Outre les incohérences soulevées par l'utilisation du modèle de Nürnberg et Müller (1991) dans le bassin du Golfe de Guinée, ce modèle suggère :

- un décrochement dextre de 450 km le long du système de faille de Gastre (GSF) associé à une extension de 180 km,
- une extension de 130 km dans le bassin du Colorado,
- un recouvrement de plus de 250 km du système LMA et
- un décalage de 300 km des zones de fractures conjuguées de Falkland.

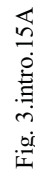
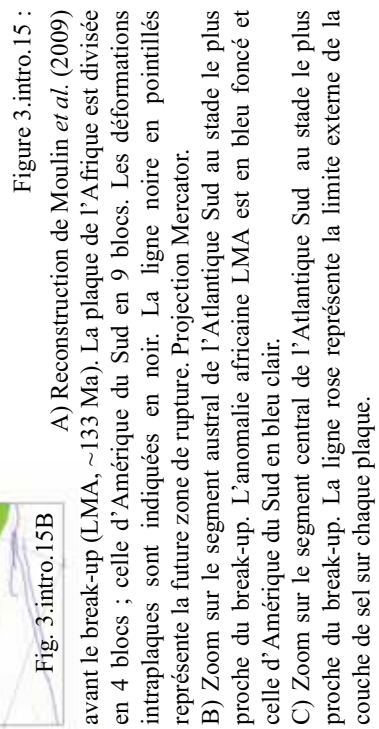
Eagles (2006) propose que la déformation intraplaque de l'Amérique du Sud se propage vers le nord (Figure 3.intro.14D). Cependant, le système LMA présente un recouvrement entre 300 et 450 km.

3. Présentation du modèle cinématique de Moulin *et al.* (2003) et (2009)

Le modèle de Moulin *et al.* (2009) reprend l'hypothèse d'Eagles (2006) d'une propagation vers le Nord de la déformation intraplaque de l'Amérique du Sud tout en la rajeunissant et en insistant sur le rôle cinématique du bloc Santos. A l'aide du logiciel PLACA (Matias *et al.*, 2005, <http://www.ifremer.fr/drogm/Logiciel/index.htm>), ce modèle tente d'agencer au mieux et simultanément les zones de failles, les anomalies magnétiques après ré-identification et les autres isochrones ainsi que les données géologiques et géophysiques onshore et offshore.

Le stade initial de ce modèle (Figure 3.intro.15A) est ainsi assez cohérent avec les données géologiques et géophysiques et correspond à l'anomalie LMA datée à environ 133 Ma dans la charte de Gradstein *et al.* (2004). La position de l'Amérique du Sud est donnée par le pôle de Campan (1995) entre l'anomalie C34 et 105 Ma étendu jusqu'à 133 Ma, soit (54,27°N, -34,98°W, 50,43°). L'Afrique suit le modèle de Guiraud et Maurin (1992) avant les deux phases de déformation de l'Afrique au Néocomien. Le premier mouvement est donné par le pôle de Klitgord et Schouten (1986) (66°N, 19°W, -0,5°), où seule la plaque Nubie bouge). La plaque Nubie subit lors de la seconde phase, une rotation de -2° autour du pôle (17°N, 18°W), la plaque Australe rote de -1,5° autour du pôle de Fairhead (1988) (27°N, 18°W). Cette reconstruction est la meilleure dans l'océan Atlantique Equatorial (Figure 3.intro.15C) avec un ajustement parfait des plateaux de Demerara et de Guinée, un bel alignement des linéaments homologues de Sobral et Kandi et un léger recouvrement de la plate-forme précambrienne brésilienne sur le continent africain. Dans l'océan Atlantique Sud (Figure 3.intro.15B), l'ajustement des zones de fracture Ascension (20 km) et de Rio Grande (80 km) est correct mais les lacunes entre les *hinge lines** et entre les limites internes du « front compressif salifère » restent importantes.

* La **hinge line** est l'endroit où l'on observe une rupture de pente importante du socle continental. Cette limite peut être assimilée à la limite entre la croûte continentale non amincie et la croûte continentale amincie. La **hinge line** n'est pas toujours localisée au niveau de la rupture de pente de la plate-forme continentale, compte tenu de l'aggradation des unités sédimentaires.



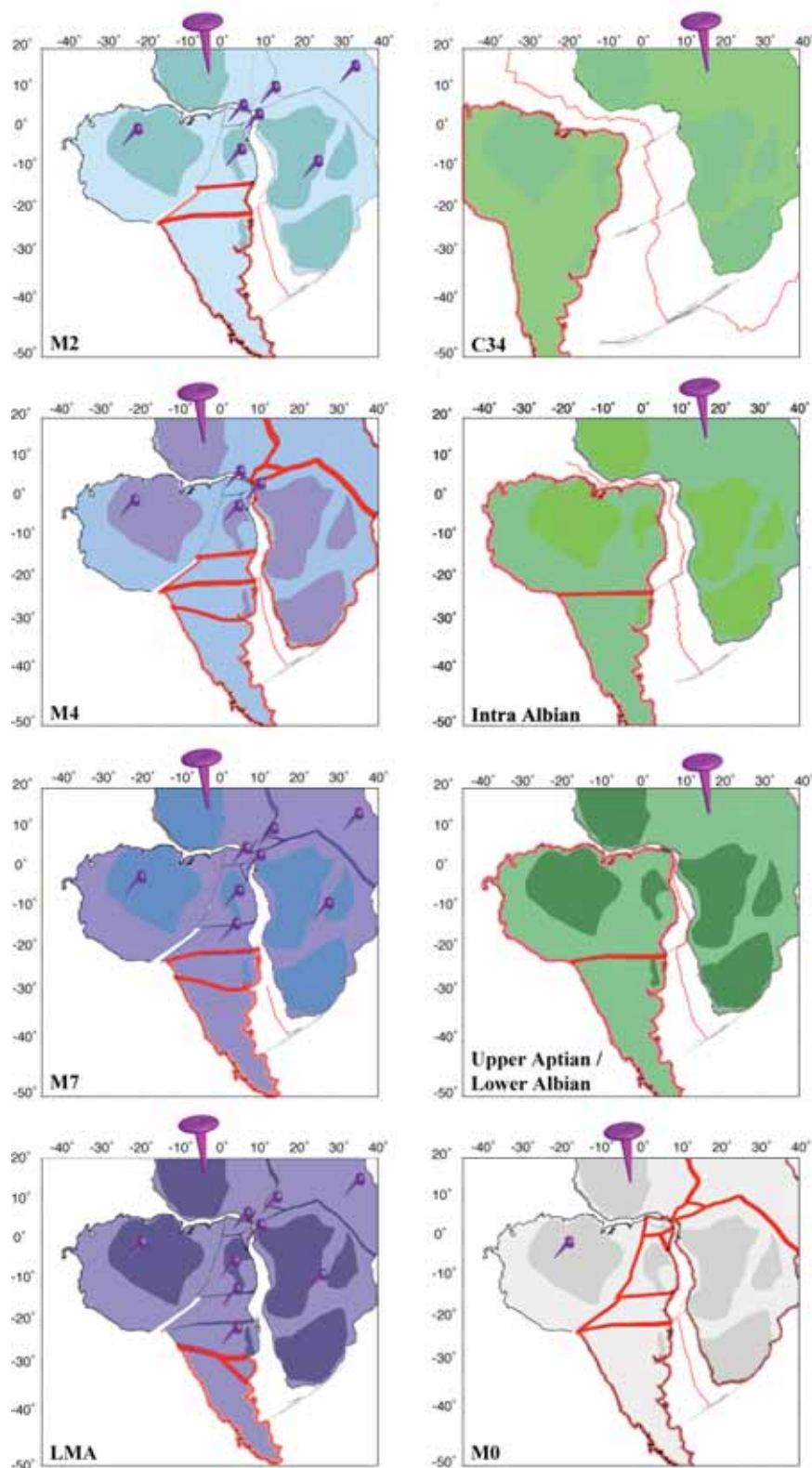


Figure 3.intro.16 : Modèle cinématique de Moulin *et al.* (2009) entre le stade initial daté à environ 133 Ma (Grandstein *et al.*, 2004) et le chron C34 (83 Ma ; Grandstein *et al.*, 2004). Le bloc de l'Afrique de l'Ouest est fixe (grand clou) et les blocs qui ne bougent pas par rapport à ce bloc à une période donnée sont «plantés» d'un petit clou. Les déformations intraplaques entre deux chrons sont localisées par de larges traits rouges. Les côtes des plaques en mouvement sont soulignées en orange.

Ce modèle comprend quatre étapes principales entre le stade initial daté à environ 133 Ma et le chron C34 (83 Ma) (Figure 3.intro.16):

- entre LMA (~133 Ma) et M4 (~130 Ma), le sud de l'Atlantique Sud commence à s'ouvrir. Dans un premier temps, de ~133 Ma à ~132 Ma, les bassins de l'Orange et d'Argentine commencent à se séparer à l'aide de la déformation entre les blocs Salado au Nord et Argentine au Sud. Dans un second temps, de ~132 Ma à ~130 Ma, l'ouverture remonte entre les bassins de Walvis et de Pelotas avec la mise en mouvement du bloc de Rio Plata.

- entre M4 (~130 Ma) et l'Aptien (125 Ma), le bloc Santos, situé de part et d'autre de la ride de Rio Grande, sert de zone tampon entre le volcanisme Hauterivien dans le bassin méridional et le mouvement créé à l'Aptien par le dépôt de sel dans le bassin septentrional. Les blocs Rio Plata et Argentine-Salado se rassemblent entre M4 et M2 (127,5 Ma). En Afrique, le bloc austral remonte légèrement vers le nord-est introduisant des mouvements extensifs dans le segment central. Les blocs au nord du bassin de Santos bougent et la région du Paraña continue à se déformer.

- la limite Aptien-Albien (112 Ma) marque l'ouverture du segment central. Cette étape coïncide avec la seconde phase de Guiraud et Maurin (1992). La ride de Walvis, mise en place dès le Valanginien (140,2 Ma), subsiste à l'Albien (112 Ma). Au Nord de la ride de Walvis, le sel arrête de se déposer.

Le bloc Santos est à présent connecté avec la partie nord de la plaque de l'Atlantique Sud. L'ouverture du segment central implique un saut d'axe d'accrétion vers l'Est tout à côté de la côte africaine dans le Sud du bassin Kwanza. La ride océanique s'étend alors de la zone de faille d'Ascension au Nord jusqu'à l'alignement volcanique de Walvis-Rio Grande au Sud. Le bloc Santos est laissé du côté brésilien. Entre M0 (125 Ma) et 112 Ma, les différents blocs de la partie nord de l'Amérique du Sud se déplacent légèrement pour atteindre leur position actuelle vis-à-vis du bloc guyanais. Excepté au sein de la région du Paraña, aucune déformation intraplaque ne se produit après la limite Aptien-Albien (112 Ma).

- à l'Albien, l'océan Atlantique Equatorial s'ouvre. L'Atlantique Central et l'Atlantique du Sud sont connectés.

L'ouverture de l'Atlantique s'effectue en deux principales phases cinématiques :

- l'Atlantique Central commence à s'ouvrir au Jurassique Inférieur
- l'Atlantique Sud commence à s'ouvrir vers 135 Ma de façon diachrone : l'ouverture est plus précoce au Sud qu'au Nord et s'achève par l'ouverture de l'Atlantique Equatorial.

Chacune des cinq parties suivantes de le chapitre 3 présentera un bassin sédimentaire de la marge ouest-africaine (Figure 3.intro.17) comme suit :

partie 1 : Marge atlantique du Maroc

partie 2 : Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry

partie 3 : Marge Nord du Golfe de Guinée

partie 4 : Marge Sud du Golfe de Guinée

partie 5 : Marge Namibie-Afrique du Sud

Chaque partie aborde l'histoire géologique du bassin sédimentaire à travers son évolution géodynamique et la géologie régionale de ses sous-bassins, décrits du Nord vers le Sud.

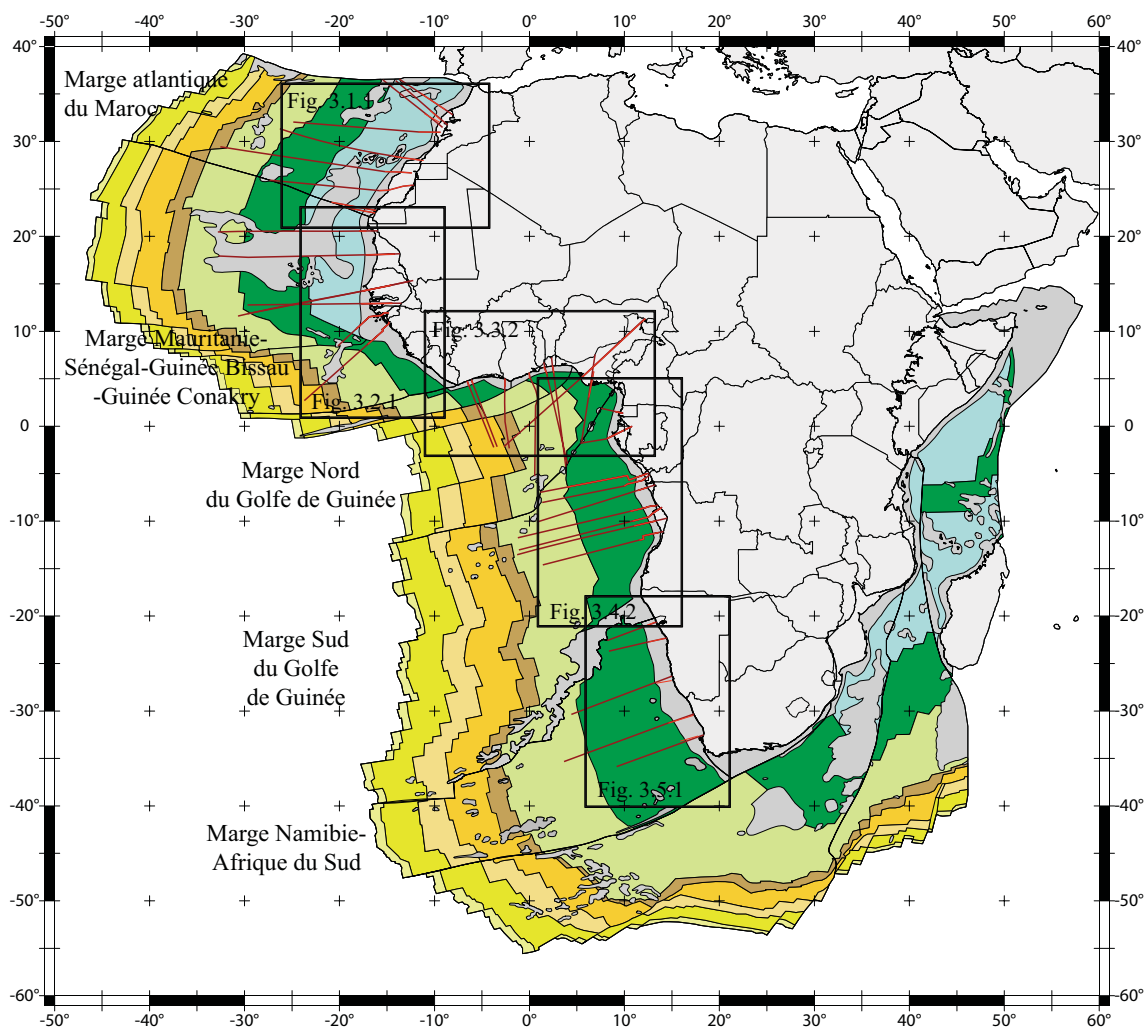


Figure 3.intro.17 : Carte de la marge ouest-africaine positionnant les cinq segments de marge, les 37 coupes étudiées et les 5 figures présentées au début de chaque partie.

Partie 1 : Marge atlantique du Maroc

La marge atlantique du Maroc est conjuguée avec celle allant des Grands Bancs et de la Nouvelle-Ecosse au canyon de Baltimore (Figure 3.intro.3) et s'étend sur $3,75.10^6$ km². Ce bassin, l'un des plus anciens de l'Atlantique, est très étudié pour mieux comprendre les premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique, mais également pour son fort potentiel en hydrocarbures (Morabet *et al.*, 1998 ; Davison, 2005).

La marge atlantique du Maroc est en fait composé de plusieurs sous-bassins, onshore et/ou off-shore (Figure 3.1.1), qui présentent chacun une évolution tectono-sédimentaire particulière et qui seront étudiés individuellement dans le paragraphe 1.2 de la partie 1 du chapitre 3.

1. Evolution géodynamique.

La marge atlantique du Maroc enregistre l'ouverture de l'Atlantique Central. La phase de rift débute au Trias Supérieur et la phase d'accrétion océanique au Jurassique Inférieur. La phase post-rift se divise en deux : avant et après l'influence de la tectonique alpine. En effet, à partir de la fin du Crétacé, la formation des chaînes atlasique et rifaine au Nord du Maroc se superpose aux événements purement liés à l'ouverture de l'Atlantique et complexifie l'évolution de la marge entre Gibraltar et les îles Canaries, et notamment dans les sous-bassins de Doukkala et d'Essaouira-Agadir (Figure 3.1.1).

1.1 Le stade pré-rift.

Avant le Mésozoïque, le craton ouest-africain a été affecté par trois principales phases de déformation survenues à la fin du Précambrien, avant le Silurien et après le Dévonien.

Au cours du Précambrien, un vaste bombement de socle cristallin et métamorphique crée le Massif (ou dorsale) Reguibat. A présent, il délimite à la partie sud-est du bassin du Maroc et la partie nord-est du bassin sénégal-mauritanien. Cependant, l'érosion l'a réduit à l'état d'une pénéplaine parsemée de buttes et de pitons (ou Eglab) essentiellement granitiques.

Entre le Dévonien et le Permien Inférieur, l'océan Théique se ferme de façon diachrone laissant le domaine du futur océan Atlantique entièrement continental mais accidenté par des zones de faiblesse crustale notamment sur la suture théique. La fermeture de l'océan Théique s'accompagne d'événements orogéniques qui donnent naissance à la chaîne Appalachienne en Amérique du Nord, à la chaîne hercynienne au Maroc et à la chaîne des Mauritanides au sens large en Afrique de l'Ouest.

Dans le domaine marocain, l'orogénèse hercynienne, d'une part, forme la Meseta et les Mauritanides en les structurant le long de la direction NE-SW, d'autre part, rajeunit le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas en les plissant. Situés respectivement au Nord et au Sud d'Agadir, le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas sont séparés par la faille sud-atlasique, accident majeur qui délimite en outre le domaine alpin fortement plissé et soulevé au Nord, de celui plus stable de la plaque africaine au Sud.

Le socle des bassins nord-ouest africains est constitué par les séries précambriennes et paléozoïques, basculées et faillées au début du rifting de l'Atlantique Central.

L'héritage pré-rift est en grande partie à l'origine de la segmentation actuelle de la marge. La côte marocaine actuelle est structurée par des failles NE-SW et NNE-SSW, deux directions héritées de l'orogénèse hercynienne.

1.2 Le stade rift.

Les paragraphes 2.2.1.1 et 2.2.1.2 de l'introduction du chapitre 3 présentent à l'aide de tableaux les principales étapes du rifting de l'Atlantique Central. Il se développe de façon séquentielle à la fois d'Est en Ouest et du Sud au Nord :

<i>Carnien (228-216,5 Ma)</i>	<i>« rift atlasique »</i>	<i>conglomérat et basalte</i>
<i>Norien à Rhaetien?/Hettangien (216,5-199,6?/196,5 Ma)</i>	<i>le rift atteint progressivement la totalité de la marge</i>	
<i>aux alentours de 200 Ma</i>	<i>Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)</i>	
<i>Hettangien (199,6-196,5 Ma)</i>	<i>pas d'uplift majeur</i>	<i>sel et basalte</i>

Dans la marge marocaine, le rifting présente une direction principale d'extension WNW-ESE. Le développement syn-rift est ainsi contrôlé par des failles normales de direction 20°N accommodées localement par des failles décrochantes sénestres de direction 70°N.

A la limite Trias-Jurassique Inférieur, la surface des bassins du rift proto-Atlantique est encore restreinte (Faure-Muret et Choubert, 1971 ; Laville et Petit, 1984).

1.3 Le stade post-rift.

Au début du Jurassique, le Nord de la Mauritanie se situe au niveau de l'Equateur et une plate-forme carbonatée se développe sur 6000 km de long depuis le Portugal au Nord-Est jusqu'à la Guinée-Bissau au Sud-Ouest (Jansa, 1981). Sur la marge marocaine, elle s'élargit vers le Sud et s'épaissit vers le large et vers le Sud (Figure 3.1.1). La sédimentation post-rift de la fin du Trias au Cénomanién est ainsi liée à l'évolution de cette plate-forme carbonatée. Elle connaît une période de diminution entre le Jurassique Inférieur et le Jurassique Supérieur et montre des variations de faciès dans l'espace et dans le temps :

- dans le domaine proximal, la dolomie sédimente de la fin du Jurassique Inférieur au Jurassique Moyen avant que le calcaire, la dolomie et l'anhydrite ne la remplacent au Jurassique Supérieur et au Crétacé.

- dans le domaine distal, la sédimentation débute au Jurassique Inférieur et se poursuit au Jurassique Moyen par de la dolomie et de l'anhydrite pour être remplacés par des calcaires au Jurassique Supérieur. Cependant, les héli-grabens les plus profonds montrent que des marnes prennent une proportion plus importante que les carbonates.

<i>fin du Jurassique Inférieur</i>	<i>transgression depuis l'Atlas vers le Sud</i>
------------------------------------	---

A la fin du Jurassique Inférieur et au cours du Jurassique Moyen, la subsidence post-rift déclenche l'individualisation des sous-bassins de la marge marocaine.

<i>au Jurassique Moyen</i>	<i>tectonique salifère</i>
----------------------------	----------------------------

Au Jurassique Moyen, l'épaisse couche de sel déposée à l'Hettangien commence à migrer perturbant par de nombreux diapirs de sel la sédimentation post-rift. La périphérie de l'ouest africain

subit ainsi une tectonique salifère importante illustrée par une province de diapirs d'environ 900 km de long délimitée, au Nord par la *Rif-Betic Thrust Belt*, et au Sud et à l'Ouest par la transition océan-continent (Figure 3.1.1). Cette province de diapirs s'étend même sur la terre au niveau du bassin d'Essaouira-Agadir. Davison (2005) estime, à partir de la taille et du nombre de diapirs de sel, que l'épaisseur de cette couche atteint au moins 1,5 km, et que son taux de sédimentation est de l'ordre de 1 mm/a.

début du Crétacé Inférieur (145,5-130 Ma)

régression générale

Le Crétacé est une période d'accumulation majeure de sédiments dans l'ensemble des bassins. Tout au long du Crétacé, les faciès subissent une variation latérale illustrée par des faciès marins dans la région côtière qui deviennent progressivement continentaux vers l'Est.

au cours du Crétacé Sup.

*large transgression mouvements épirogéniques négatifs
du craton ouest-africain*

Au cours du Crétacé Supérieur, une importante variation eustatique du niveau marin (Vail et Mitchum, 1977, 1980) ainsi que des mouvements épirogéniques négatifs du craton ouest-africain (Choubert, 1966) déclenchent une large transgression à l'origine de la mer épicontinentale transsaharienne (Radier, 1959) qui s'étend du Nigéria au Nord-Est de l'Algérie reliant la Téthys et l'Atlantique Sud en cours d'ouverture (Popoff, 1990).

à partir de la fin du Crétacé

formation de l'Atlas et du Rif

A partir de la fin du Crétacé, la formation des montagnes de l'Atlas et du Rif perturbe le schéma classique d'évolution d'une marge passive.

Paléocène et début de l'Eocène

transgression

Au Paléocène et au début de l'Eocène, la transgression marine se poursuit.

à la fin de l'Eocène

régression

mouvements alpins

A la fin de l'Eocène, les mouvements alpins qui donnent naissance à la chaîne atlasique et au soulèvement de l'Anti-Atlas (Ambroggi, 1963 ; Querol, 1966) sont probablement également à l'origine de la régression de grande ampleur qui débute à l'ouest du Haut-Atlas et dans le bassin de Tarfaya-Laâyoune.

A l'Oligocène et au Néogène, la majeure partie du continent nord-ouest africain est exondée et les dépôts correspondants sont continentaux et dominés par l'altération chimique. L'épaisseur totale des dépôts tertiaires du plateau continental est relativement faible.

2. Géologie régionale des sous-bassins.

Les cartes isopaques d'Emery *et al.* (1975), d'EXXON (1985) et la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1985-1990) (l'épaisseur des sédiments sur la croûte océanique est indiquée par les lignes bleues numérotées x km/x s-TWT sur la Figure 3.1.1) montrent trois principaux dépôts-centres de sédiments :

- les bassins de Rharrb-Mamora et de Doukkala,
- le bassin d'Essaouira-Agadir et
- le bassin de Tarfaya-Laâyoune-Dakhla.

Les îles des Canaries, situées au large de Tarfaya, font partie d'une chaîne volcanique s'étant probablement formée au Crétacé Supérieur.

2.1 Le segment de Tanger à Rabat : les bassins de Rharb-Mamora. (Figure 3.1.1)

La région de Tanger à Rabat est dominée par la chaîne de montagne du Rif au Nord et par les bassins Rharb-Mamora et Saïss au Sud.

La sédimentation syn-rift.

<i>Trias</i>	<i>sédimentation syn-rift</i>	<i>grès et marnes</i>
Au Trias, des grès et des marnes se déposent en discordance sur le socle Hercynien.		

La sédimentation post-rift.

<i>Jurassique-Crétacé</i>	<i>calcaires et évaporites</i>
La discordance post-rift (unconformity) des calcaires et évaporites est diachrone : elle survient entre le Jurassique et le Crétacé Supérieur, au large de la marge atlantique et au Crétacé Supérieur, dans la partie onshore du bassin Rharb-Mamora.	

<i>Miocène Moyen? -Tortonien</i>	<i>molasse de base de nappe</i>	<i>conglomérats, grès, calcaires sableux et marnes</i>
Au Miocène, les bassins Rharb-Mamora et Saïss constituent un chenal marin Est-Ouest de 500 km de long reliant l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Au Miocène Moyen?-Tortonien, la « molasse de base » constituée de conglomérats, de grès, de calcaires sableux et de marnes se dépose en transgression sur les sédiments paléozoïques ou triasiques de la Méséta marocaine.		

<i>Messinien à Pliocène Inférieur</i>	<i>proximal : nappe pré-rifaine marnes pélagiques bleues (marnes de Salé) distal : sables de Mamora</i>
Au Miocène Supérieur, une discordance majeure (unconformity) survient avec la compression rifaine qui ferme la partie occidentale du chenal et restreint le bassin à un large Golfe Atlantique. Selon Flinch (1993), la nappe pré-rifaine, unité tectono-sédimentaire complexe constituée d'un mélange chaotique de sédiments triasiques à miocènes (Feinberg, 1986), joue le rôle de front d'accrétion de la <i>Rif Thrust Belt</i> . Au Miocène Supérieur, principalement au Messinien, et au Pliocène Inférieur, des marnes pélagiques profondes bleues, appelées marnes de Salé, se déposent. Dans le sud du bassin, elles laissent la place à des sédiments moins profonds et plus grossiers : les sables de Mamora.	

<i>Pliocène Moyen</i>	<i>grès glauconieux</i>
Au Pliocène Moyen, des grès glauconieux (sables verts glauconieux, sables «fauves» dans le bassin Saïss) se déposent.	

<i>Pliocène Supérieur</i>	<i>proximal : carbonates lacustres (calcaires de Saïss) distal : alluvions</i>
Au Pliocène Supérieur, les carbonates lacustres, appelés calcaires du Saïss, se déposent à l'Est et des alluvions à l'Ouest.	

<i>Pleistocène</i>	<i>proximal : conglomérats distal : sables de Rabat</i>
Dans la partie Nord du Bassin, la série sédimentaire d'âge Messinien à l'actuel peut atteindre 3 km d'épaisseur.	

2.2 Le segment de Rabat à Safi : le bassin de Doukkala. (Figure 3.1.1)

La région de Rabat à Safi est constituée :
au Nord, dans sa partie onshore, de l'ouest de la Méséta Marocaine
dans sa partie offshore, du bassin de Casablanca et du plateau de Mazagan,
au Sud, dans sa partie onshore, du bassin de Doukkala
dans sa partie offshore, du bassin de Safi.

Au large d'El Jadida, le plateau continental forme un large plateau appelé plateau de Mazagan (Figure 3.1.1). Vers le Nord-Ouest, il descendant en pente douce jusqu'à un escarpement en forme de croissant au pied duquel s'étend un vaste glacis. A l'Ouest, il borde le bassin salifère, plus étroit à cet endroit. Au Sud, il est interrompu par le canyon d'El Jadida.

La sédimentation syn-rift.

<i>Trias</i>	<i>1,4 km au total - conglomérats et grès grossiers - argiles et grès rouges, sel et anhydrite intercalées de coulées basaltiques</i>
--------------	---

La séquence syn-rift est particulièrement bien préservée dans le graben syn-rift de l'Atlas, où elle atteint 1400 m d'épaisseur. Cette série fluvio-lacustre à évaporites et à intercalations volcaniques est constituée en général de conglomérats et grès grossiers surmontés de sédiments terrigènes rouges, de sel et d'anhydrite dans lesquels s'interstratifient des coulées basaltiques et est recouverte par des argiles rouge-brun (ONHYM, 1996).

La sédimentation post-rift.

<i>Jurassique-Crétacé Inf.?</i>	<i>plusieurs km dolomites et anhydrites</i>
---------------------------------	---

Au Jurassique, des dolomites supratidales et des anhydrites se déposent en discordance sur les sédiments syn-rift ou directement sur le socle peu profond du plateau de Mazagan. Plus épaisse à l'Ouest, la plate-forme carbonatée laisse la place à des faciès marins plus ouverts. Plus épaisse au Nord qu'au Sud du bassin, la séquence Jurassique-Crétacé est finalement moins épaisse dans le bassin de Doukkala que dans le bassin d'Essaouira-Agadir plus au Sud.

<i>Crétacé Supérieur?</i>	<i>dépôts terrigènes</i>
---------------------------	--------------------------

Au cours du Crétacé, des arrivées terrigènes se déposent en discordance et érodent la plate-forme carbonatée jurassique dans la plus grande part du bassin.

<i>Miocène Supérieur</i>	<i>dépôts indéterminés</i>
--------------------------	----------------------------

Au Miocène, la collision entre l'Afrique et l'Europe surélève le Rif au Nord, et l'Atlas au Sud, émergeant le plateau continental et érodant les sédiments qui se sont potentiellement déposés sur le plateau continental au Paléogène, au Miocène Inférieur et au Miocène Moyen. Les premiers sédiments à transgresser sur la plate-forme carbonatée sont des dépôts marins du Miocène Supérieur.

<i>Plio-Quaternaire</i>	<i>dépôts terrigènes</i>
-------------------------	--------------------------

Au Plio-Quaternaire (6000-2000 a), un niveau marin élevé et stable d'une part et une période humide d'autre part, favorise l'apport terrigène nécessaire à l'établissement du prodelta d'Oum Er Rbia au large d'El Jadida.

Dans ce bassin, la séquence stratigraphique post-rift, épaisse de 3 à 5 km, est intensément affectée par les anticlinaux de sel créés lors de l'orogénèse Betic-Rifaine.

2.3 Le segment d'Essaouira à Agadir : le bassin d'Essaouira-Agadir.

(Figure 3.1.1)

Le bassin d'Essaouira-Agadir est constitué au Nord du bassin onshore et offshore d'Essaouira et au Sud du bassin onshore de Souss et du bassin offshore d'Agadir. Le remplissage stratigraphique de ce bassin est l'un des plus complet de la marge marocaine et sa charte (Annexe 12) décrit l'architecture stratigraphique d'une grande partie de la marge de l'Atlantique Nord.

Situé à l'interception de la chaîne de montagne du Haut-Atlas et de la marge passive atlantique (Figure 3.1.1), le bassin d'Essaouira-Agadir est affecté par la compression NNW-SSE de la formation atlasique dès la fin du Crétacé avec un paroxysme au Néogène. Les couches de sel déposées à la fin du syn-rift servent alors de niveau de décollement régional et les diapirs enregistrent localement une tectonique salifère, active notamment à l'Ouest du bassin.

La sédimentation syn-rift.

<i>Trias Sup.- début du Jurassique Inf.</i>	<i>conglomérats, grès et argilites des «continental red beds» intercalés (>5 km d'épaisseur) de coulées basaltiques et de sills doléritiques</i>
---	---

Lors du rifting, le bassin d'Essaouira-Agadir subit une première phase de forte subsidence (Ellouz, 2003). Au Trias Supérieur et au début du Jurassique, les héli-grabens situés au Nord des îles Canaries, appelés « Couloir d'Argana » par Olsen *et al.* (2003), voient plus de 5 km de conglomérats continentaux rouges, de grès et d'argilites, se déposer en discordance sur le socle (Tixeront, 1973 ; Brown, 1980). Ces «continental red beds» sont intercalés de coulées basaltiques et de sills doléritiques d'une part et de calcaires récifaux d'autre part.

<i>200 ±1 Ma</i>	<i>éaporites (centaines de m à >1 km d'épaisseur)</i>
------------------	--

Aux alentours de 200 Ma, un épais dépôt de sel (entre quelques centaines et plus d'un millier de mètres d'épaisseur) se dépose dans un bassin salifère continu, peu faillé, de type sag. Reliant probablement le bassin salifère de la Téthys à l'Est lors de la transition rifting-drifting (Hafid, 2007), le bassin salifère Atlantique, principalement offshore, fait une incursion terrestre dans le bassin d'Essaouira-Agadir.

La sédimentation post-rift.

<i>Jurassique Inférieur</i>	<i>carbonates</i>
-----------------------------	-------------------

A la fin du Jurassique Inférieur, la première transgression franchement marine du Maroc (Ambroggi, 1963) favorise le dépôt de calcaires récifaux (formation Amsittene). Des carbonates marins se déposent au large, des calcaires marins de faible profondeur et une alternance de dolomites et d'anhydrites dans la dépression d'Essaouira, et des éaporites dans l'arrière récif (Michard, 1976).

<i>Jurassique Moyen</i>	<i>220 m conglomérats, grès rouges, argilites et dolomites entre 600 et 2000 m carbonates</i>
-------------------------	---

Au début du Jurassique Moyen, des conglomérats, des grès rouges, des argilites et des dolomites (formation Ameskhoud) se déposent sur 220 m d'épaisseur. A la fin du Jurassique Moyen et au début du Jurassique Supérieur, des carbonates (formation Imouzzet) forment une plate-forme atteignant 600 m d'épaisseur dans sa partie proximale et au moins 2000 m dans sa partie distale.

Jurassique Supérieur

- marnes et dolomites

2 km - marnes et anhydrites

Au Jurassique Supérieur, durant le Callovien et l'Oxfordien (entre 164,7 Ma et 155,7 Ma), le taux d'accrétion océanique dans l'Atlantique Central augmente nettement et le bassin d'Essaouira-Agadir subit une deuxième phase de forte subsidence (Ellouz, 2003). Entre l'Oxfordien et le Rauracien, une période de relaxation tectonique à faible subsidence thermique permet le dépôt de marnes et de dolomites transgressives. Entre le Portlandien et le Berriasien, la tendance régressive (Zarhloule *et al.*, 1994) s'exprime par le dépôt massif de marnes et d'anhydrites pouvant atteindre 2 km d'épaisseur dans le synclinal de Neknafa.

Berriasien-Aptien

grès et conglomérats / calcaires néritiques

Albien-Cénomanién

1,1 km marnes silteuses et bancs d'huîtres

Turonien

130 m argiles noires, calcaires micritiques et cherts

Coniacien-Santonien

300 m bancs coquilliers, marnes et grès deltaïques

Campanien-Maastr.

500 m - marnes, dolomites, calcaires et craie
ques m - grès phosphatés

Au Crétacé Inférieur, l'uplift régional de l'Atlas d'une part, la baisse globale du niveau marin entre le Berriasien à l'Hauterivien d'autre part, entraînent une sédimentation clastique qui tue la plate-forme carbonatée (Hafid, 2007). Les grès et conglomérats varient latéralement en carbonates néritiques. Des niveaux rouges indiquent les périodes d'émersion des épisodes régressifs de l'Hauterivien Supérieur et de l'Aptien Inférieur (Ellouz, 2003).

Entre l'Albien et le Cénomanién, la formation Addouz constituée de marnes silteuses et d'épais bancs d'huîtres se dépose sur 1100 m d'épaisseur. Au Turonien (93,5-89,3 Ma), lui succède la formation Imi Mekki constituée d'argiles noires, de calcaires micritiques et de cherts qui atteignent 130 m d'épaisseur. Lors de la régression entre le Coniacien et le Santonien (89,3-83,5 Ma), des bancs coquilliers, des marnes et des grès deltaïques se déposent sur 300 m d'épaisseur. Lors de la transgression entre le Campanien et le Maastrichtien (83,5-65,5 Ma), la formation Aouine constituée de marnes, de dolomites, de calcaires et de craie se dépose sur 500 m d'épaisseur. A la limite Crétacé-Tertiaire, des grès phosphatés se déposent marquant la fin de la transgression crétacée (Michard, 1976).

Paléocène-Eocène

- marnes et grès

- dolomites, grès et marnes

Au Paléocène et au début de l'Eocène, des marnes et des grès se déposent avant de laisser la place à des dolomites, des grès et des marnes rouges (formation Imi n'Tanout) au cours de l'Eocène.

Oligocène Supérieur

dolomites et anhydrites

A l'Oligocène Supérieur, des conglomérats discordants (formation d'Agadir) se déposent sur une faible épaisseur. A la transition Oligocène-Miocène, un uplift provoque l'érosion de pas moins de 3 km de sédiments jurassiques et crétacés dans le Sud du bassin.

Pliocène

marnes et grès

Au Pliocène, des marnes de domaine marin peu profond et des grès (formation El Mhasseur) se déposent (Davison, 2005).

2.4 Le segment de Tiznit au Cap Boujdour : le bassin de Tarfaya-Laâyoune. (Figure 3.1.1)

Le bassin de Tarfaya-Layaâoune et le bassin de Dakhla se situent sur la marge occidentale du Sahara et composent le bassin de Tarfaya-Laâyoune-Dakhla. Le bassin de Tarfaya-Layaâoune s'étend de Tiznit au Cap Boujdour et le bassin de Dakhla du Cap Boujdour à la faille de Zemmour.

La faille de Zemmour est un chevauchement hercynien onshore de direction NNE-SSW à vergence Est qui rejoue en faille normale dès le Trias alors que le bassin de Tarfaya-Laâyoune subsiste (Choubert *et al.*, 1966 ; Michard, 1976).

Entre le Cap Boujdour et Ad Dakhla, le bassin s'élargit en même temps que le plateau (hauteur d'eau < 200 m) où il atteint plus de 150 km de large. La colonne sédimentaire atteint au total 9 km dans la partie onshore de Tarfaya pour décroître vers le Sud jusqu'à n'atteindre plus qu'un km dans la partie onshore d'Ad Dakhla. Une grande partie du *shelf break* continental est déchiqueté par des canyons de 900 m de profondeur (Von Rad et Wissmann, 1982).

La sédimentation syn-rift.

<i>Trias Sup.-</i>	<i>jusqu'à 3 km - conglomérats, grès, argiles et carbonates</i>
<i>Jurassique Inf.</i>	<i>- évaporites</i>

Entre le Trias Supérieur et le Jurassique Inférieur, des *continental red beds* et des évaporites avec de petits bancs d'argiles et de carbonates se déposent dans un domaine continental à marin ouvert. Cette série atteint 3 km d'épaisseur dans le puits de Chebeika (El Khatib, 1995).

A la limite Trias-Jurassique, des évaporites se déposent dans le Nord du bassin offshore : la limite méridionale du bassin salifère marocain se situe au Nord-Ouest de Tarfaya.

La sédimentation post-rift.

<i>Jurassique</i>	<i>plusieurs km - sables et évaporites</i>
	<i>- carbonates et argiles</i>
	<i>- calcaires argileux</i>

Au Jurassique, des sédiments terrigènes rouges et des évaporites se déposent dans un environnement alternativement continental et marin (Choubert, 1966). Au cours du Jurassique Moyen, une transgression marine permet le dépôt de carbonates et d'argiles de lagon restreint. Ces roches mères potentielles sont probablement à l'origine du champ pétrolier du Cap Juby (Davison, 2005). A la fin du Jurassique, la transgression marine atteint son maximum (Choubert *et al.*, 1966 ; Hinz *et al.*, 1982) avec le dépôt de calcaires argileux en particulier au Nord-Ouest du bassin de Tarfaya-Laâyoune (Choubert, 1966).

<i>Crétacé Inférieur</i>	<i>1,3 km - grès fins</i>
	<i>- argilites, marnes, siltites et calcaires dolomitiques</i>

Au Crétacé Inférieur, des clastes fins continentaux se déposent en discordance. Cette séquence atteint 1300 m dans le puits de Puerto Cansado.

La séquence entre l'Albien Supérieur et le Cénomanién Inférieur est constituée d'argilites, de marnes, de siltites et de calcaires dolomitiques (Wiedmann *et al.*, 1982).

Crétacé Supérieur, à savoir 1 km. Une surface érosive témoigne de l'érosion des sédiments du Crétacé Supérieur et du début du Cénozoïque dans le Nord du bassin entre le Cap Juby et le Cap Boujdour.

<i>Paléogène</i>	<i>de 1 km à 200 m</i>
<i>Paléocène</i>	<i>peu épais carbonates et craie siliceuse marine</i>
<i>Eocène</i>	<i>dépôts terrigènes</i>
<i>Oligocène</i>	<i>300 m grès et conglomérats</i>

Les sédiments paléogènes atteignent au total un maximum de 1000 m dans le centre de la partie onshore du bassin Tarfaya-Laâyoune pour décroître vers le large où ils n'atteignent plus que 200 m d'épaisseur dans le puits DSDP 41-369 (Ranke *et al.*, 1982).

Au Paléocène, la craie siliceuse marine (formation de Samlat) se dépose sur une faible épaisseur.

A l'Eocène, des dépôts principalement terrigènes (membre de Guéran) se déposent dans une large partie onshore du bassin.

A l'Oligocène, un épisode régressif érode le nord du bassin alors que des grès continentaux et des conglomérats (membre de Morcha) se déposent sur 300 m d'épaisseur.

<i>Neogène</i>	<i><100 m calcaires sableux et bancs d'huîtres</i>
----------------	---

Au Néogène, la sédimentation, principalement constituée de calcaires sableux et de bancs d'huîtres, atteint moins de 100 m d'épaisseur.

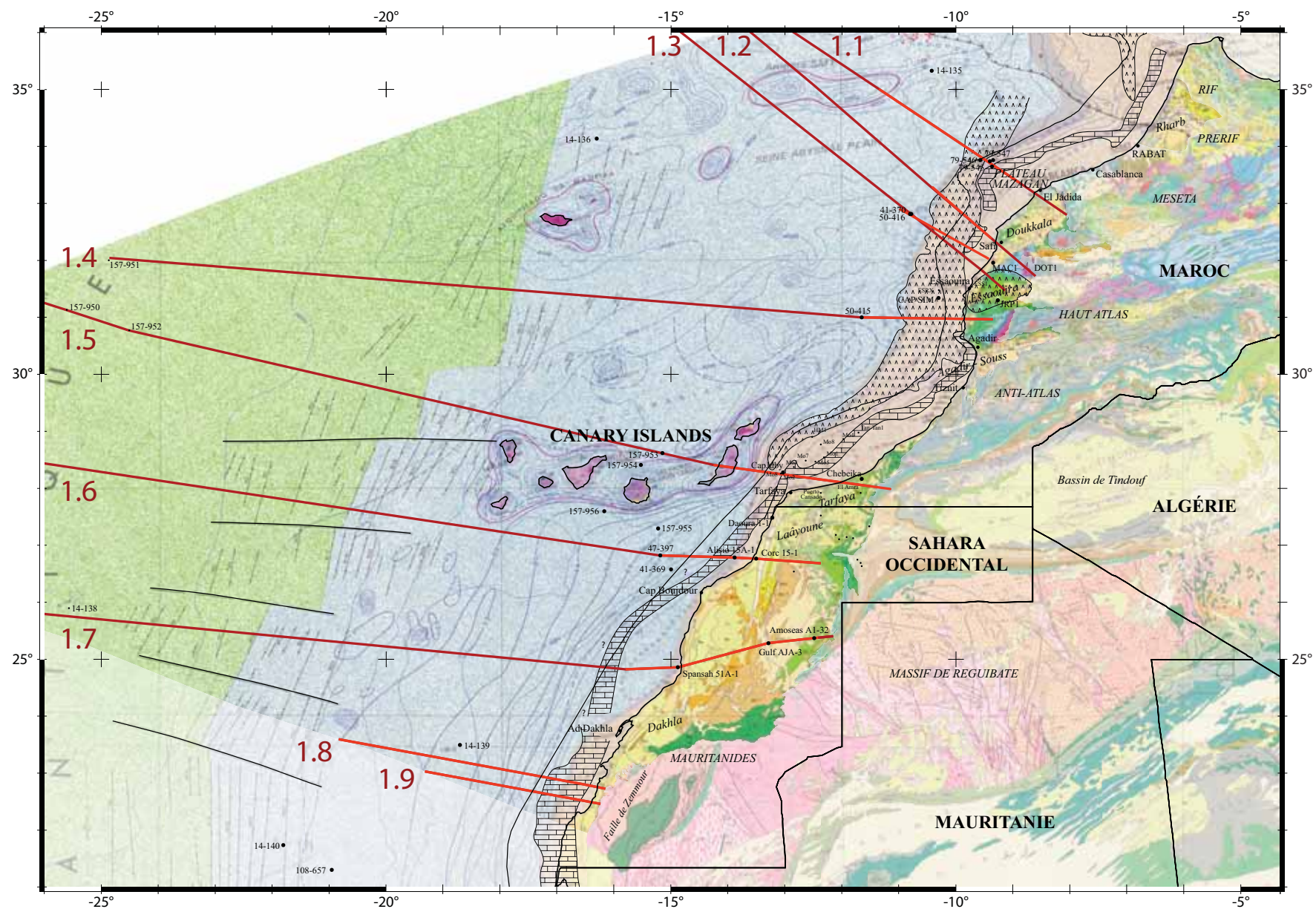


Figure 3.1.1 : Extrait de la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1990) centré sur le bassin du Maroc (Légende en p 161).

Partie 2 : Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry

La marge atlantique de la Mauritanie, du Sénégal, de la Gambie, de la Guinée Bissau et de la Guinée Conakry (MSGBC) est conjuguée avec celle allant de la fosse de Caroline à la Guyane (Figure 3.intro.3) et s'étend sur $8,31.10^6$ km². Tout comme la marge atlantique du Maroc, cette marge a fait l'objet d'une exploration pétrolière, à terre comme en mer, depuis les années 50. Les forages pétroliers mettent en évidence le découpage de la marge MSGBC par de nombreux accidents et révèlent la présence de diapirs d'évaporites au large de la Mauritanie et de la Casamance. Depuis les années 70, les campagnes océanographiques permettent d'affiner la description de la marge. A terre, les travaux de recherche et d'exploitation de l'eau, de phosphates et des matériaux utiles se poursuivent.

La marge de la Mauritanie, du Sénégal, de la Guinée Bissau et de la Guinée Conakry (MSGBC) est en fait composée de plusieurs sous-bassins, onshore et/ou offshore, qui présentent chacun une évolution tectono-sédimentaire particulière et qui seront étudiés individuellement dans le paragraphe 1.2 de la partie 2 du chapitre 3.

1. Evolution géodynamique.

La marge de la Mauritanie à la Guinée enregistre l'ouverture de l'Atlantique Central. Le rifting débute au Trias et la phase d'accrétion océanique au Jurassique Inférieur.

1.1 Le stade pé-rift.

La marge MSGBC est bordé au Nord-Ouest par le Massif précambrien de Reguibat et à l'Ouest par la chaîne hercynienne des Mauritanides (cf. chapitre 3, partie 1, 1.1).

La structure d'ensemble du bassin MSGBC suit celle d'un bassin de marge passive :

- Le socle constitué des séries précambriennes et paléozoïques s'enfonce rapidement à l'aide de failles. Il se trouve à 5 km de profondeur sous Nouakchott, à plus de 5 km sous Dakar, et à 9,5 km de profondeur au niveau de la limite plateau-talus continental (Elouard, 1975 ; Wissmann, 1982 ; Ritz *et al.*, 1990).
- Au fur et à mesure de l'expansion océanique, les prismes sédimentaires post-rift progradants se superposent sur le socle. Dans le domaine onshore, les séries méso-cénozoïques recouvrent les sous-bassins paléozoïques de Toundou et de Diourbel-Saloum (au Sénégal et en Gambie) et de Casamance-Bové (au Nord de la Guinée Bissau).

La côte actuelle nord-ouest africaine est, en grande partie, structurée par des failles de direction NE-SW et NNE-SSW, deux directions héritées de l'orogénèse hercynienne.

1.2 Le stade rift.

<i>Carnien (228 à 216,5 Ma)</i>	<i>« rift atlasique »</i>	<i>conglomérat et basalte</i>
<i>Norien à Rhaetien?-Hettangien (216,5 à 199,6?-196,5 Ma)</i>	<i>le rift atteint progressivement la totalité de la marge</i>	

Le début du rifting est encore moins bien connu dans le bassin MSGBC que dans celui du Maroc (chapitre 3, partie 1), car peu de puits sont assez profonds. Les premiers bassins d'effondrement apparaissent probablement avant le Carnien (avant 228 Ma) et les premiers sédiments syn-rift sont

probablement des dépôts terrigènes continentaux.

aux alentours de 200 Ma *Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)*
Hettangien (199,6-196,5 Ma) *évaporites*

Les dépôts sont ainsi constitués d'une association de sel, de gypse, d'anhydrite et d'argiles vertes à noires et un bassin salifère large d'environ 60 km se forme à environ 200 km au large de la ligne de côte actuelle du bassin MSGBC. Davison (2005) estime que les évaporites se déposent sur au moins 1,5 km d'épaisseur avec un taux de sédimentation de l'ordre de 1 mm/a. Le bassin salifère s'interrompt cependant au large de Dakar, probablement zone haute au cours de cette période. Il n'a de plus pas été foré, à ce jour, au large de la Gambie car, s'il existe bien, il se situe sous la plate-forme carbonatée qui se construira du Jurassique au Crétacé Inférieur.

En effet, les trois conditions nécessaires à la précipitation de solutions salines sont réunies du Trias au Jurassique Inférieur : les bassins du rift proto-Atlantique sont peu étendus permettant le confinement de la transgression marine et les conditions climatiques déshydratantes sont assurées par la position subéquatoriale du bassin.

1.3 Le stade post-rift.

au Jurassique Moyen *tectonique salifère*

Dès le Jurassique Moyen, une importante tectonique salifère remobilise la couche d'évaporites déposée pendant le rifting sous la forme de diapirs et perturbe la sédimentation post-rift. La province de diapirs ainsi formée s'étend sur environ 900 km de long entre la *Rif-Betic Thrust Belt* au Nord, et la transition océan-continent au Sud et à l'Ouest (Figure 3.2.1).

Jurassique Supérieur *transgression*

Conséquence de la séparation progressive des continents nord-américain et africain, la transgression initiée à la fin au Jurassique Inférieur dans le Nord du Maroc n'atteint son maximum au Sénégal qu'au Jurassique Supérieur (Dillion et Sougy, 1974). Au cours du Jurassique, une plate-forme carbonatée de plusieurs kilomètres d'épaisseur se développe (Uchupi, 1976 ; Von Rad, 1982) en discordance sur les sédiments syn-rift.

limite Jurassique-Crétacé *premiers dépôts terrigènes*

Le passage du Jurassique au Crétacé est marqué par l'arrivée de matériel terrigène dans la partie occidentale du bassin mais les dépôts carbonatés restent dominants. La plate-forme carbonatée créée au Jurassique s'épaissit ainsi jusqu'à l'Aptien (environ 1,2 km dans le Nord du bassin du Sénégal et environ 1,6 km au Nord de la Casamance) (Bellion, 1987).

de l'Aptien Sup. au Campanien *transgression*

De l'Aptien Supérieur au Cénomanién, une transgression augmente les apports terrigènes dans le bassin. Au Turonien, la transgression atteint son paroxysme eustatique (Uchupi, 1976 ; Von Rad, 1982). Entre le Coniacien et le Campanien, les dépôts sont essentiellement argilo-sableux alors que la transgression se poursuit et atteint un nouveau maximum au Campanien.

Maastrichtien *régression et érosion* *soulèvements locaux*

Au Maastrichtien, une nette régression a lieu alors que des soulèvements locaux érodent le dôme de N'Diass, le dôme de Léona, la presqu'île du Cap-Vert dans la région de Dakar et le dôme Flore dans la partie offshore de la Casamance, créant une lacune partielle.

Paléocène-Eocène Inf. et Moy. *transgression*

La transgression amorcée au Paléocène semble trouver son maximum à l'Eocène Inférieur (Monciardini, 1966) et la mer recouvre probablement plus ou moins temporairement l'ensemble du bassin sénégalais à l'Eocène Moyen.

Eocène Sup.-Oligocène

régression et érosion

A l'Eocène Supérieur, la mer amorce un important retrait (Uchupi, 1976 ; Von Rad, 1982) entraînant l'érosion des séries antérieures.

A l'Oligocène, la régression se poursuit. La sédimentation se restreint au bassin onshore de Mauritanie et du Sénégal, à la région du Cap-Vert et à la Casamance (Bellion, 1987).

Néogène

«Continental terminal» et cuirasse latéritique

Au cours du Miocène Supérieur et du Pliocène, le toit de la série miocène appelée «Continental terminal» est érodé. Cette surface d'érosion est alors fossilisée sous la forme d'une cuirasse latéritique très riche en oxydes de fer (Michel, 1973 ; Lappartient, 1985).

2. Géologie régionale des sous-bassins.

Les cartes isopaques d'Emery *et al.* (1975), d'EXXON (1985) et la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1985-1990) montrent deux principaux dépôts-centres de sédiments :

- les bassins de Mauritanie, du Sénégal, de Gambie, de Casamance, de Guinée Bissau et de Guinée Conakry s'étendent sur environ 1400 km de côte interrompue par les quatre estuaires du Sénégal, du Sine Saloum, de la Gambie et de la Casamance (Figure 3.2.1). La partie onshore du bassin est en grande partie recouverte par des sables mio-plio-quatérnaires.
- le bassin du Sierra Leone-Libéria (Figure 3.2.1).

2.1 Le segment de Nouâdhibou au Cap Vert (Saint Louis) : le bassin de Mauritanie (Figure 3.2.1)

Le bassin de Mauritanie est bordé au Nord par le relief sous-marin de Ras Al Beida (au Sud de Nouâdhibou), au Nord-Est par le Massif de Reguibat et à l'Est par la chaîne paléozoïque des Mauritanides. Avec une superficie d'environ 100 000 km², le bassin onshore de Mauritanie représente un peu moins du tiers de la totalité du bassin MSGBC onshore. Du Nord au Sud, il rentre de plus en plus à l'intérieur des terres. Il se prolonge au Sud sans interruption par le bassin du Sénégal.

Le potentiel en pétrole et en gaz de la marge mauritanienne est important et Woodside Petroleum exploite depuis plusieurs années, le champ pétrolifère de Chinguetti au Sud-Ouest de Nouakchott.

La sédimentation syn-rift.

Trias-Jurassique Inf.

évaporites et grès

Les premiers stades du rifting sont peu connus dans le bassin mauritanien. L'imagerie sismique montre un dépôt de sel et de clastes daté du Trias et du Jurassique Inférieur (Lehner *et al.*, 1977, Wissmann *et al.*, 1982) mais aucun forage ne les a atteints. Le bassin salifère s'étend sur environ 60 km de large et sur tout le long de la marge (300 km).

La sédimentation post-rift.

<i>Jurassique - Crétacé Inf.</i>	<i>plusieurs km</i>	<i>carbonates</i>
Du Jurassique au Crétacé Inférieur, une plate-forme carbonatée de plusieurs km d'épaisseur se dépose en discordance sur les sédiments syn-rift (Wissmann, 1982).		
<i>Crétacé Supérieur</i>	<i>centaines de m</i>	<i>dépôts deltaïques</i>
Au Crétacé Supérieur, le delta Ras Al Baida se développe au large de Nouâdhibou.		
<i>Maastrichtien</i>	<i>proximal : 10-50 m</i>	<i>argiles</i>
	<i>distal : 60 m - >500 m</i>	<i>sables fins à grossiers</i>
Au Maastrichtien, la sédimentation est argilo-sableuse dans le Sud du bassin onshore. Les dépôts argileux de 10 à 50 m d'épaisseur à l'Est du bassin deviennent des sables fins à grossiers alternant avec des argiles, parfois pyriteuses et ligneuses, de plus de 500 m d'épaisseur à l'Ouest du méridien 16°W, à l'ouest du bassin. Cette série s'amincit vers le Nord où elle n'atteint plus que 60 m à 60 km de Nouakchott dans le forage d'Idini (Bellion, 1987).		
<i>Paléocène</i>	<i>~40 m</i>	<i>argiles et calcaires argileux</i>
<i>Eocène Inférieur</i>	<i>jusqu'à 100-150 m</i>	<i>argiles essentiellement</i>
<i>Eocène Moyen</i>		- grès (Est) /
	<i>~70 m</i>	<i>alternance de calcaires gréseux ou dolomitiques et de marnes et d'argiles (Ouest)</i>
		- phosphates
	<i><5 m</i>	- lumachelles
<i>Eocène Supérieur</i>		<i>argiles et grès</i>
Au Paléocène, environ 40 m d'argiles et de calcaires argileux à Nummulites se déposent à l'Ouest du lac Rkiz (dans le Sud du bassin onshore) alors que la sédimentation est absente à l'Est de ce lac et dans le Nord du bassin jusqu'à la fin de l'Eocène Inférieur.		
A l'Eocène Inférieur, des argiles avec parfois des silex et des petits bancs calcaires se déposent à l'Ouest du lac Rkiz. Cette série s'épaissit vers l'Ouest et s'enrichit en éléments terrigènes (argiles, sables et grès) vers le Nord où elle atteint entre 100 et 150 m d'épaisseur.		
A l'Eocène Moyen, le bassin onshore en entier est à nouveau en sédimentation (Bellion, 1987). Des grès se déposent à l'Est (grès du Savalel et grès du Gorgol ; Elouard, 1975) et une alternance de calcaires gréseux ou dolomitiques souvent silicifiés, et de marnes et d'argiles parfois gréseuses d'environ 70 m d'épaisseur se déposent plus à l'Ouest. Les gisements de phosphates de Bofal et de Loubboïra (Boujo <i>et al.</i> , 1983) datent probablement du Lutétien Supérieur.		
A la limite Eocène Moyen-Eocène Supérieur, d'après Elouard (1975), la « formation jaune » lumachellique dont l'épaisseur ne dépasse pas 5 m, remanie en partie les séries antérieures. A l'Eocène Moyen ou Supérieur, des argiles noires à pyrite et charbon et des grès se déposent à l'Ouest du bassin (Bellion, 1987).		
<i>Oligocène-actuel</i>	<i>centaines de m</i>	<i>dépôts deltaïques</i>
<i>Miocène Inférieur</i>		<i>marnes schisteuses</i>
<i>Pliocène</i>		<i>cuirasse latéritique</i>
De l'Oligocène à l'actuel, le delta de Nouakchott se développe au large de la ville.		
Au Miocène Inférieur, des marnes schisteuses se déposent dans le sondage de Port-Etienne. Du Miocène Moyen au Pliocène, la sédimentation est globalement peu épaisse bien que des dépocentres isolés de sédiments de <i>by pass</i> soient présents dans le Sud de la Mauritanie (Bussel, 2001). Au Pliocène une cuirasse latéritique très riche en oxydes de fer se forme (Michel, 1973 ; Lappartient, 1985).		

2.2 Le segment du Cap Vert à Banjul : le bassin du Sénégal. (Figure 3.2.1)

Le bassin du Sénégal prolonge le bassin de Mauritanie depuis Saint-Louis au Nord et se poursuit sans interruption au Sud de Banjul par le bassin de Gambie-Casamance-Guinée Bissau-Guinée Conakry. La largeur maximale du bassin onshore MSGBC est atteinte à la latitude de Dakar avec 560 km.

L'exploration dans le bassin du Sénégal est inégalement répartie et se concentre sur la péninsule du Cap-Vert. En effet, le prisme sédimentaire post-rift de la région de Dakar est perturbé par une tectonique complexe faisant rejouer les blocs basculés du rift, par un magmatisme Miocène et Quaternaire et par des failles syn-sédimentaires associées à la paléopente (Chanut *et al.*, 1987).

La sédimentation syn-rift.

Trias et Jurassique Inf.

évaporites

La sédimentation syn-rift n'est pas bien connue dans le bassin du Sénégal. Au Trias et au Jurassique Inférieur, du sel se dépose de part et d'autre de la zone haute que forme la région de Dakar à cette période.

La sédimentation post-rift.

Jurassique

plusieurs km carbonates

Du Jurassique au Crétacé Inférieur, une plate-forme carbonatée se développe. Au Jurassique Supérieur, une sédimentation néritique de plate-forme continentale dépose des calcaires dolomitiques le plus souvent oolitiques dans la région de N'Diass (Spengler *et al.*, 1966). L'absence d'apports terrigènes dans cette région suggère que, s'il y en a, ils sont limités à l'Est du bassin.

Crétacé Inférieur

centre

~1,4 km

alternance grès/argiles

marge

1,2 km

carbonates

Au début du Crétacé Inférieur, plusieurs domaines s'individualisent nettement. Dans le centre du bassin, des grès se déposent alternativement avec quelques argiles silteuses et se biseautent vers l'Est du bassin. Dans la presqu'île de Dakar, une alternance de grès siliceux et d'argiles se déposent sur environ 1,4 km d'épaisseur (Spengler *et al.*, 1966). Sur la marge occidentale, le faciès est carbonaté : les calcaires, dolomies et calcaires sableux laissent parfois la place à des passées sableuses dont la première date probablement du Berriasien (Bellion, 1987). La plate-forme carbonatée créée au Jurassique s'épaissit ainsi d'environ 1 200 m dans le Nord du bassin sénégalais (Bellion, 1987).

Aptien Sup.-Cénomanién

Est

peux épais

grès

centre

épais

grès argileux

marge

alternance calcaires, argiles,

silts et grès

De l'Aptien Supérieur au Cénomanién, les apports terrigènes envahissent le bassin et la limite des domaines s'estompe. Dans l'Est du bassin, les faciès gréseux sont peu épais et se chargent progressivement en argiles en s'approchant du centre du bassin. Dans le centre du bassin, ces grès argileux sont épais et intercalés par des niveaux de lignites. Sur la marge occidentale, la série est formée par une alternance en proportions variables de calcaires, d'argiles, de silts et de grès. A sa base, des passées microconglomératiques se déposent à Toundou Besset, dans la région de Saint-Louis.

Le Mont sous-marin Cayar apparaît probablement au Crétacé Moyen. En effet, l'intrusion métamorphise des carbonates du Crétacé Inférieur avant le dépôt en discordance des grès au Maastrichtien (Goumbo Lo *et al.*, 1992).

<i>Turonien</i>	<i>Est</i> <i>Ouest</i>	<i>40-210 m</i>	<i>argiles puis grès grossiers</i> <i>argiles</i>
<p>Au Turonien, la transgression atteint son paroxysme eustatique (Uchupi, 1976 ; Von Rad, 1982) avec un faciès argileux dans l'intégralité du bassin. A l'Ouest, les argiles sont noires, parfois bitumineuses, avec de rares passées de calcaires argileux et ont une épaisseur de 40 à 210 m. Vers l'Est, les argiles versicolores se font rapidement envahir par des grès, souvent grossiers.</p>			
<i>Coniacien-Campanien</i>	<i>argiles et grès</i>		
<p>Entre le Coniacien et le Campanien, les dépôts sont essentiellement argilo-sableux alors que la transgression se poursuit et atteint un nouveau maximum au Campanien.</p>			
<i>Maastrichtien</i>	<i>lacune</i>		
<p>A la limite Campanien-Maastrichtien ou au Maastrichtien Inférieur, une intrusion de microsyénite forme le dôme de Léona sur la côte sénégalaise à 30 km au Sud de Saint-Louis.</p> <p>Au Maastrichtien, une nette régression a lieu alors que des soulèvements locaux et l'érosion du dôme de N'Diass, du dôme de Léona, et de la presqu'île du Cap-Vert crée une lacune partielle.</p>			
<i>Paléocène</i>	<ul style="list-style-type: none">- <i>grès et conglomérats</i>- <i>argiles, marnes et calcaires</i>- <i>carbonates</i>		
<p>Au début du Paléocène, des lits de graviers ou de sables se déposent en transgression et par endroits en discordance sur les sédiments du Crétacé. La sédimentation paléocène est ensuite essentiellement argilo-marneuse et calcaire. Au Paléocène Supérieur, un domaine de haut-fond récifal constitue une frange carbonatée depuis le dôme de Guiers au plateau continental casamançais.</p>			
<i>Eocène Inférieur</i>	<i>marnes et argiles</i>		
<i>Eocène Moyen</i>	<i>argiles, marnes et calcaires (grès, phosphates et calcaires gréseux)</i>		
<i>Eocène Supérieur</i>	<i>argiles calcaires</i>		
<i>Oligocène</i>	<i>lacune</i>		
<p>La transgression amorcée au Paléocène atteint son maximum à l'Eocène Inférieur (Monciardini, 1966) avec des dépôts marneux ou argileux. A l'Eocène Moyen, la mer recouvre probablement plus ou moins temporairement l'ensemble du bassin favorisant une sédimentation argilo-marneuse ou calcaire avec localement des dépôts de sables, de phosphates et de calcaires gréseux.</p> <p>A l'Eocène Moyen à Supérieur, des argiles calcaires se déposent dans le Sud-Est du bassin sénégalais. A l'Oligocène, le Sud-Est du bassin présente une lacune.</p>			
<i>Miocène</i>	<i>110 m dépôts terrigènes</i>		
<p>Au Miocène, des dépôts marins (découverts par Gorodiski, 1958) se déposent dans une grande partie du bassin (onshore et offshore). Cette formation sablo-argileuse rubéfiée appelée Continental terminal présente une intense altération ferrallitique à cuirassements ferrugineux (Lappartient, 1985) et atteint environ 110 m d'épaisseur à Tambacounda.</p>			
<i>Pliocène</i>	<i>5-6 m grès coquilliers</i> <i>57 m grès</i>		
<p>Au cours du Miocène Supérieur et du Pliocène, le toit du « Continental terminal » est érodé et cette surface d'érosion est fossilisée au Pliocène sous la forme d'une cuirasse latéritique très riche en oxydes de fer (Michel, 1973 ; Lappartient, 1985).</p> <p>Au Pliocène ou à l'Holocène, des grès coquilliers altérés se déposent sur 5 à 6 m dans une vallée ou ria fossile du Lac Tamna suivis par 57 m de sables fins à grains arrondis, rarement coquilliers, dans le sondage de Cayar1.</p>			

De plus, entre le Miocène (35 Ma) et le Pleistocène (0,8 Ma), un important événement magmatique se produit dans la péninsule du Cap Vert et le plateau de Theis jusqu'à l'Est de Dakar (Goumbo Lo *et al.*, 1992). Cantagrel *et al.*, (1993) datent ainsi un filon de pyroxénolite à $30,7 \pm 2$ Ma.

2.3 Le segment de Banjul à la zone de fracture de Guinée : le bassin de Gambie-Casamance-Guinée Bissau-Guinée Conakry. (Figure 3.2.1)

Ce bassin prolonge le bassin du Sénégal au Nord. Au large de la Guinée, le plateau marginal de Guinée s'étend jusqu'à la zone de fracture de Guinée au Sud. L'exploration se concentre essentiellement dans le bassin offshore de la Casamance.

La sédimentation syn-rift.

<i>Trias et Jurassique Inf.</i>	<i>au Nord évaporites</i>
	<i>au Sud érosion et non dépôt</i>

Au Sud de Banjul, une anomalie magnétique positive traverse d'Est en Ouest le bassin onshore de Casamance au niveau de la latitude $13^{\circ}20'N$. Le rifting dans le bassin de Gambie-Casamance-Guinée Bissau-Guinée Conakry est caractérisé :

- au Nord de la latitude $13^{\circ}20'N$ (Gambie et Casamance), par des blocs basculés le long de failles NNE-SSW (Chanut *et al.*, 1988). La sédimentation syn-rift initiale n'est pas connue (dépôts terrigènes ?). Au Trias, des dépôts de sel se déposent probablement dans des bassins isolés, comme le suggère la zone de diapirs du plateau continental casamançais.
- au Sud de la latitude $13^{\circ}20'N$ (Casamance, Guinée Bissau et Guinée Conakry) par une absence de tectonique et de sédimentation syn-rift (Bungener, 1995). Les séries paléozoïques, qui prolongent les affleurements du bassin paléozoïque de Bové, sont érodées mais peu tectonisées puis directement recouvertes par les sédiments post-rift discordants du Jurassique et du Crétacé (Chanut *et al.*, 1988).

La sédimentation post-rift.

<i>Jurassique-Albien Inf.</i>	<i>plusieurs km carbonates</i>
-------------------------------	--------------------------------

Du Jurassique à l'Albien Inférieur, le domaine marin ouvert favorise le développement d'une épaisse plate-forme carbonatée (Dumestre, 1985).

<i>Berriasien-Aptien</i>	<i>1,6 km carbonates (Nord) /</i> <i>dépôts deltaïques et volcanisme (Sud)</i>
--------------------------	---

<i>Aptien Supérieur</i>	<i>évaporites (Nord)</i>
-------------------------	--------------------------

Du Berriasien au début de l'Aptien, la sédimentation à dominance carbonatée épaissit en effet la plate-forme jurassique d'environ 1600 m de sédiments dans le Nord du bassin offshore. Dans le Sud du bassin, une sédimentation terrigène progradante vers le Nord et le Nord-Ouest édifie un vaste cône deltaïque sur le plateau guinéen en Afrique et sur le plateau de Démérara en Amérique du Sud (Marinho, 1985 ; Mascle *et al.*, 1986). Cette région est également affectée au Crétacé Inférieur par des failles synsédimentaires et par du magmatisme (Marinho, 1985 ; Mascle *et al.*, 1986).

A l'Aptien Supérieur, des couches d'anhydrites se déposent sur le littoral de la Gambie et de la Casamance (Bellion, 1987).

<i>Albien</i>		300-500 m	<i>grès (Nord) carbonates (Sud)</i>
A l'Albien, d'épais bancs de grès fluvio-deltaïques se déposent sur 300 à 500 m d'épaisseur sur 40 km de large le long du plateau au Nord du dôme Flore (Dumestre, 1985) et forment le delta de Casamance.			
<i>Cénomanién-Turonien</i>			<i>argiles (plus clastiques à l'Est)</i>
<i>Coniacien-Campanien</i>			<i>argiles à grès</i>
<i>Maastrichtien</i>		95 m	<i>grès lacunaire en Casamance</i>
Du Cénomanién au Turonien, la sédimentation est constituée d'argiles, parfois très riches en matière organique, avec une évolution clastique vers l'Est.			
Du Coniacien au Campanien, la sédimentation devient de plus en plus clastique pour atteindre au Maastrichtien Supérieur le faciès gréseux avec un dépôt de 95 m de grès dans le puits PGO-3 (Dumestre <i>et al.</i> , 1985).			
Au Maastrichtien, une nette régression a lieu alors que des soulèvements locaux et l'érosion du dôme Flore dans la partie offshore de la Casamance, crée une lacune partielle.			
<i>Paléocène-Eocène</i>			<i>calcaires, argiles et phosphates</i>
<i>Oligocène</i>			<i>calcaires</i>
Au Cénozoïque, des calcaires et des argiles constituent l'essentiel de la sédimentation.			
Dans la partie onshore du bassin, le gisement phosphaté éocène de Farim-Saliquinhé a motivé l'étude détaillée de la géologie de cette région (Prian <i>et al.</i> , 1987).			
A l'Oligocène, la sédimentation est essentiellement calcaire.			
<i>Miocène</i>	<i>au large</i>	310-350 m ± 100 m 150 m	- argiles - calcaires argileux, marnes et calcaires - indéterminés
<i>Miocène Inf.</i>	<i>côte</i>	113-70 m 30-40 m	- sables et argiles - calcaires sableux coquilliers et grès
<i>Miocène Sup.</i>			- cuirasse latéritique
<i>Miocène</i>	<i>à terre</i>	110 m	- grès et argiles
<i>Plio-Pleistocène</i>		± 10 m	- grès cuirassés

Au Miocène, les faciès varient d'Ouest en Est du bassin :

Sur le plateau continental au large de la Casamance (puits CM9 et CM10), la sédimentation du Miocène se compose tout d'abord de 60 à 100 m d'argiles, puis d'environ 250 m d'argiles à débris ligniteux, ensuite d'une centaine de mètres de calcaires argileux, de marnes et calcaires et enfin de 150 m de sédiments indéterminés (forage sans retour).

Dans les régions côtières, des sables et des argiles à lignites se déposent avec un amincissement d'Ouest en Est (113m dans le puits Zr3 et 70 m dans le puits CM2) au Miocène Inférieur. Puis, des calcaires sableux coquilliers glauconieux et des sables se déposent sur 30 à 60 m d'épaisseur. Ensuite des sables, des argiles et de rares calcaires, à granules glauconieux ou phosphatés se déposent sur 30 à 40 m d'épaisseur avant d'être altérés et surmontés par une cuirasse latéritique datant probablement du Miocène Supérieur.

Dans l'Est du bassin, une série sablo-argileuse miocène, d'environ 110 m d'épaisseur à Tambacounda, se dépose avant d'être recouverte par une dizaine de mètres de sables cuirassés attribués au Plio-Pleistocène.

2.4 Le segment de la zone de fracture de Guinée à celle de Saint Paul : le bassin du Sierra Leone-Libéria. (Figure 3.2.1)

La marge du Sierra Leone et du Libéria, d'orientation NW-SE, s'étend de la zone de fracture de Guinée au Nord à celle de Saint Paul au Sud. Au Nord, les bassins de Gambie-Casamance-Guinée Bissau-Guinée et du Sierra Leone-Libéria sont décalés d'environ 200 km le long de la zone de fracture de Guinée au niveau du rebord méridional du plateau de Guinée. Au Sud, la zone de fracture de Saint Paul rejoint à l'Est la marge de la Côte d'Ivoire, dessinant la séparation avec le bassin Nord du Golfe de Guinée (chapitre 3, partie 3) dans l'Atlantique Equatorial. En effet, la marge du Sierra Leone et du Libéria constitue, avec la marge guyanaise, son homologue sud-américain, l'extrémité sud de l'Atlantique Central (Sclater *et al.*, 1977 ; Thiede *et al.*, 1979).

La sédimentation syn-rift.

Trias et Jurassique Inf.

sédimentation syn-rift ?

Une sédimentation triasique est difficile à identifier dans ce bassin mais la série sédimentaire semble reposer directement sur le socle océanique (Marinho, 1985).

La sédimentation post-rift.

Jurassique Moyen

basaltes

Au cours du Jurassique, des intrusions de basaltes s'étendent largement à terre et en mer du Sierra Leone et du Libéria sous la forme de dykes et de sills. Le rifting semble être plus tardif dans ce bassin que dans le reste de l'Atlantique Central.

Jurassique Sup.-Crétacé Inf.

dépôts indéterminés

Du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur, une épaisse séquence de sédiments, marins ou non, s'accumulent dans un milieu fluviatile, lagunaire, de baie ou de plate-forme.

Aptien-Cénomanién

grès, conglomérats et argiles (à terre)

450-1940 m *grès et argiles (plate-forme)*

A la limite Aptien-Cénomanién, des grès intercalés de conglomérats et d'argiles (formation Farmington River) se déposent dans la partie onshore du bassin, au Sud-Est de Morondovia dans un environnement supposé lacustre ou marin (Schlee, 1974), alors que la proportion d'argiles augmente vers la côte. A l'Albien ou avant, des argiles et des grès avec quelques occurrences de siltites et de calcaires se déposent sur une épaisseur très variable (de 450 à 1940 m) sur la plate-forme du Libéria. Alors que cette séquence se continentalise vers le Nord-Ouest et le Sud-Est, la partie centrale, plus épaisse subit des influences marines (Schlee, 1974).

Coniacien-Campanien

- argiles siliceuses

80 m *- cherts*

>180 m *- argiles*

Du Coniacien au Campanien, une succession d'argiles siliceuses, puis 80 m de cherts et de calcaires et enfin plus de 180 m d'une vase argileuse intercalée d'argilites se dépose au niveau du site DSDP 3-13.

D'autre part, au Crétacé Supérieur et au début du Tertiaire, des failles tronquent le Sud-Ouest de la plate-forme qui s'effondre en bas de pente.

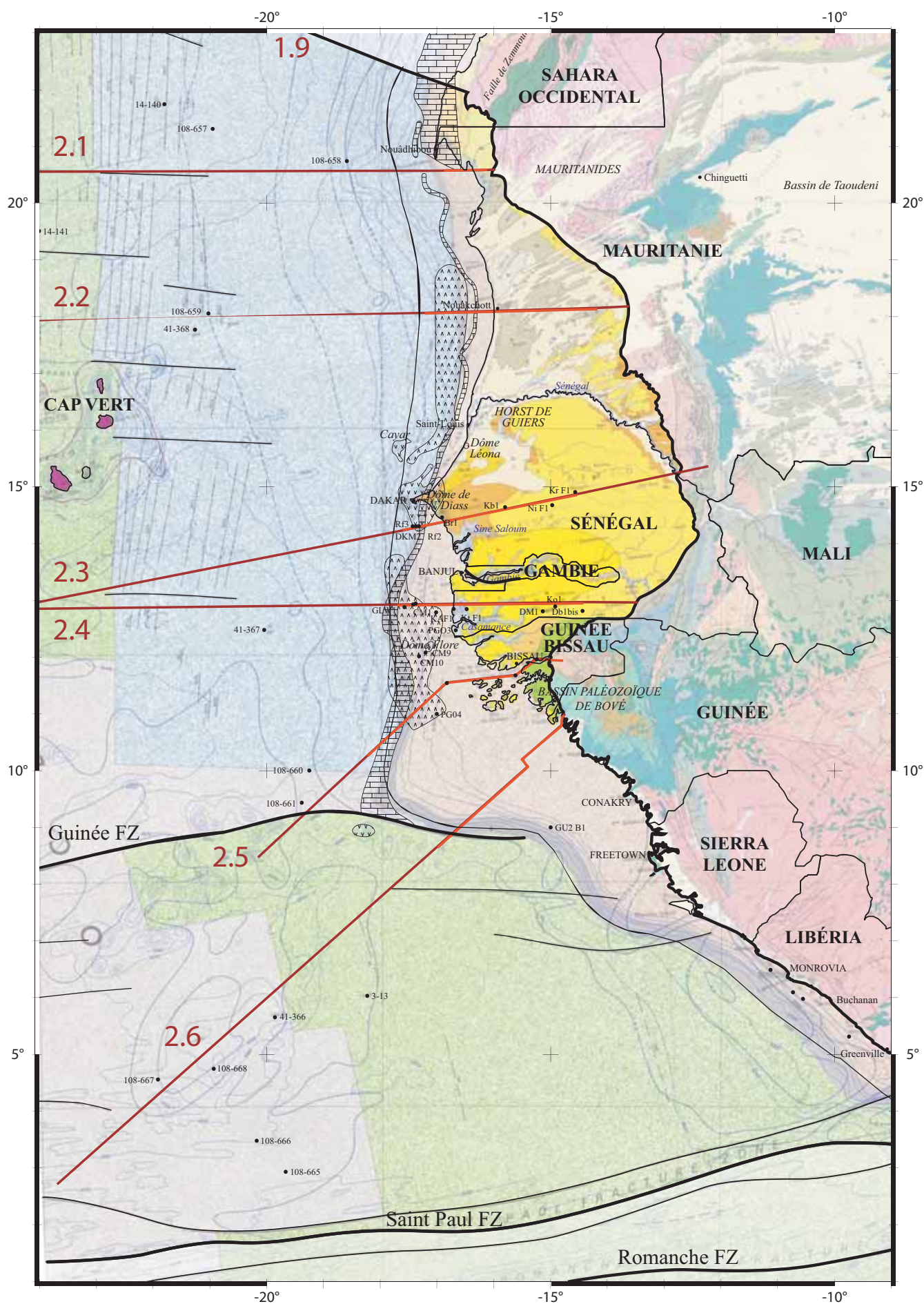


Figure 3.2.1 : Extrait de la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1990) centré sur le bassin de Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry. (Légende en p 161).

Partie 3 : Marge Nord du Golfe de Guinée

La marge de la Côte d'Ivoire, du Ghana, du Togo, du Bénin, du Nigéria et du «Fos-sé» de la Bénoué est conjuguée avec celle du Nord du Brésil (Figure 3.intro.3) et s'étend sur $3,96.10^6$ km². Elle se compose de plusieurs sous-bassins, onshore et/ou offshore (Figure 3.3.2), qui présentent chacun une évolution tectono-sédimentaire particulière et qui seront étudiés individuellement dans le paragraphe 1.2 de la partie 3 du chapitre 3.

Le bassin Nord du Golfe de Guinée, le plus récent de l'Atlantique, est particulièrement étudié pour caractériser l'évolution d'une marge transformante à extension oblique au cours du temps d'un point de vue :

- structural : déformation/tectonique (cf. Benkhelil, Mascle, Basile...) ou
- thermique : surrection/dénudation (cf. Clift...).

L'aspect stratigraphique est quant à lui très peu étudié sur la marge africaine. La chronologie de l'ouverture de l'Atlantique Equatorial est ainsi fixée par rapport à la marge nord-brésilienne très bien documentée (cf. Petrobras).

1. Evolution géodynamique.

Le bassin Nord du Golfe de Guinée enregistre l'ouverture de l'Atlantique Equatorial (cf. chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.2 ; Figures 3.intro.9 et 3.intro.10). Le stade syn-rift de ce bassin est difficile à caractériser à trois points de vue :

- **l'âge du début du rift** (chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.2.1) : les études biostratigraphiques y sont trop peu nombreuses (deux hypothèses : au Berriasien (145,5 Ma) et au Valanginien (140,2 Ma)).
- **la limite entre le socle et les sédiments syn-rift** : le socle océanique présente des hétérogénéités crustales et la sismique réfraction indique une transition de vitesse graduelle vers les vitesses caractéristiques du manteau (Sage, 1997). La limite socle-sédiments peut cependant être approximée à partir de l'épaisseur des sédiments syn-rift estimée entre 1 à 3 km (trois hypothèses : 1 km, 2 km et 3 km).
- **l'âge de l'accrétion océanique** (chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.2.2) : tombant dans l'intervalle magnétique calme du Crétacé, l'âge de la première croûte océanique est toujours débattu (deux hypothèses à l'Aptien Supérieur et au Cénomani (99,6 Ma)).

1.1 Le stade pré-rift du Protérozoïque Supérieur au Trias.

Du Protérozoïque à l'extrême base du Paléozoïque, entre 720 Ma à 520 Ma (Villeneuve et Cornée, 1994 ; Caby, 2003 ; Guiraud *et al.*, in Basile *et al.*, 2005), l'orogénèse Brésiliano-Pan Africaine structure le domaine situé entre le craton Ouest-Africain, le craton Guyanais, le craton de São Luis, le domaine Eburnéen et le craton de São Francisco (Figure 3.intro.10A) et pré-structure les futures zones de fractures de Saint Paul, de la Romanche, de Chain et les linéaments Transbrésilien, de Kandi et de Guinée-Nubie. Ces failles seront plus ou moins réactivées au cours de l'ouverture de l'océan Atlantique Equatorial.

La période suivant l'orogénèse Brésiliano-Pan Africaine étant tectoniquement calme, des bassins de type sag se forment dans la large zone de sédimentation intracratonique à subsidence modérée située entre le NE du Brésil à l'Ouest-Sud-Ouest et l'Afrique de l'Ouest à

l'Est-Nord-Est. La série sédimentaire paléozoïque préservée peut ainsi atteindre 1000 à 1200 m d'épaisseur (Basile, 2005). Jusqu'alors continentale, le niveau marin global élevé du Dévonien Moyen au Carbonifère Inférieur favorise son invasion marine ainsi que la formation de larges plate-formes entre le proto-océan Pacifique et l'Amérique du Sud (Isaacson et Días Martínez, 1995 ; Williams, 1995). Du Carbonifère Supérieur au Trias, la sédimentation redevient continentale avec des dépôts de grès.

1.2 Les conséquences du rifting de l'Atlantique du Trias Supérieur au Crétacé.

Au Trias Supérieur, le rift de l'Atlantique Central atteint le Nord du Brésil ; la sédimentation dans le bassin offshore de Cacioporé (Brandão et Feijó, 1994) et dans le bassin de Marajó (Milani et Thomaz Filho, 2000) est continentale terrigène.

aux alentours de 200 Ma Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)

Aux alentours de 200 Ma, des coulées tholéïtiques de la CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) s'intercalent dans les séries sédimentaires des bassins NE-brésiliens (bassins Cacioporé, Marajó, Solimões et Amazonas) (v sur la Figure 3.intro.10B). La CAMP se manifeste également sous la forme de dykes NNW-SSE (Figure 3.intro.5) à l'Ouest du bassin de Cacioporé (Milani et Thomas Filho, 2000), en Guyane française (datés de 196-200 Ma : Deckart *et al.*, 1997) et au Libéria (datés de 186-201 Ma : Mauche *et al.*, 1989).

Jurassique bassins faiblement subsidents volcanisme

Au Jurassique, l'activité divergente se limite à des bassins faiblement subsidents et à du volcanisme (Figure 3.intro.10B). Au Callovien, des coulées de basalte se produisent dans l'Est du bassin du Ghana (Akpati, 1978). Au Jurassique Moyen, des dykes basaltiques d'orientation N70° à N80°E se forment dans le bassin Potiguar (Horn *et al.*, 1988 ; Bellieni *et al.*, 1992). A la fin du Tithonien, des coulées de basaltes se produisent dans le bassin de la Bénoué et dans l'Ouest du bassin Maranhão (Popoff, 1988 ; Fodor *et al.*, 1990 ; Maluski *et al.*, 1995).

Au cours du Crétacé Inférieur, le rift de l'Atlantique Sud se propage vers le Nord et atteint l'Atlantique Equatorial, qui évolue en marges transformantes à extension oblique.

1.3 Le stade transformant intracontinental du Berriasien Supérieur à l'Albien Supérieur (Basile et al., 2005) / Cénomaniens (Clift et al., 1997) (Figures 3.intro.10A et B)

Berriasien Supérieur sédimentation «syn-rift» (?) dans les bassins divergents

Le début de ce stade est caractérisé par le début de sédimentation syn-rift qui est malheureusement peu connue sur la marge africaine. La marge brésilienne montre que les premiers sédiments syn-rift se déposent au Berriasien dans les bassins intracontinentaux situés le long du linéament Patos (bassins de Potiguar (Araripe et Feijó, 1994), d'Araripe (Baudin et Berthou, 1996) et de Rio do Peixe (Senant et Popoff, 1991 ; Françolin *et al.*, 1994)).

Barrémien sédimentation «syn-rift» (?) volcanisme

Au Barrémien, il y a 130 Ma, la sédimentation «syn-rift» commence dans le bassin Keta au Ghana (Brandão et Feijó, 1994) et la Foz de Amazonas (Brandão et Feijó, 1994).

Avant l'Aptien, du volcanisme s'exprime dans le bassin Potiguar (130-140 Ma : Bellieni *et al.*, 1992), dans l'Est du bassin de Maranhão (115-122 Ma : Fodor *et al.*, 1992) et dans le bassin de la Bénoué (Maluski *et al.*, 1995 ; Coulon *et al.*, 1996) (Figure 3.intro.10C).

Aptien sédimentation siliciclastique en milieu fluvial à lacustre

Durant l'Aptien, la marge ouest de la Côte d'Ivoire, le bassin du Ghana-Togo et le bassin Bénoué subsident fortement sous le contrôle de failles décrochantes et enregistrent une sédimentation intracontinentale siliciclastique en milieu fluvial à lacustre (Zalan *et al.*, 1985 ; de Caprona, 1992 ; Chierici, 1996 ; Mascle *et al.*, 1996 ; 1998 ; Basile *et al.*, 1998 ; Attouh *et al.*, 2004).

1.4 Le stade de marge transformante active (continent-océan) de la fin de l'Albien Supérieur (Basile *et al.*, 2005) / Cénomanién (Clift *et al.*, 2007) au Santonien Supérieur. (Figure 3.intro.10C)

Albien Supérieur

discordance post-transformante

La bordure continentale des marges transformantes, intensément soulevée lors du passage de l'axe d'accrétion océanique et soumise à l'érosion, fournit le matériel sédimentaire pour sceller le contact croûte océanique-croûte continentale par une discordance appelée post-transformante, qui se propage sur la marge africaine d'Est en Ouest le long de la faille transformante (Mascle et Blarez, 1987). Sur la marge du bassin côtier du Ghana-Togo, la discordance post-transformante est ainsi la plus jeune à son extrême Ouest (puits ODP 159-959 à 962), où elle date de l'Albien Supérieur (Basile *et al.*, 1998).

D'après de Caprona (1992) et Chierici (1996), les marnes de l'Albien sont scellées au Cénomanién par des grès et une probable plate-forme carbonatée. Alors que d'après Coterill (2002), les sédiments de l'Albien subissent un glissement le long d'une faille normale et les turbidites siliciclastiques du Cénomanién une tectonique gravitaire.

1.5 Le stade de marge transformante passive du Santonien Supérieur à l'actuel. (Figure 3.intro.10D)

Santonien Supérieur à l'actuel

lacune et transgression («Senonien Unconformity»)

arrêt diachrone de l'activité transformante

subsidence thermique des marges continentales jusqu'à l'actuel

La «Senonien Unconformity» est probablement constituée de plusieurs surfaces érosives entre le Santonien et le début du Campanien.

Dans le Golfe de Guinée, une transgression marine majeure a lieu au Sénonien-Turonien d'après Spengler et Delteil (1966) et au Sénonien d'après Brancart (1977). Petters (1983) note une transgression plus localisée au Campanien-Maastrichtien.

L'arrêt de l'activité transformante est diachrone : il se fait après le passage de l'axe d'accrétion qui progresse d'Ouest en Est. D'après Basile (2005), le dernier contact entre l'axe d'accrétion océanique et la marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana date du Santonien Supérieur (84 Ma dans la charte de Gradstein *et al.*, 2004) : la subsidence thermique des marges continentales débute. Cependant, la compaction des bassins antérieurs accentue la subsidence de la marge divergente. Celle-ci subsidant plus vite que la marge transformante, la ride marginale continue de basculer pendant quelques dizaines de millions d'années (Basile *et al.*, 1997).

Cénozoïque

tectonique gravitaire

«Oligocène Unconformity»

Au Cénozoïque, une tectonique gravitaire se met en place (Coterill *et al.*, 2002, Caprona 1992 ; Chierici 1996).

Les parties les plus profondes de la marge enregistrent une influence marine croissante dans leur sédimentation. La sédimentation sur la plate-forme continentale est limitée.

Entre l'Eocène Supérieur et l'Oligocène Supérieur voir même le Miocène Inférieur, un nouveau hiatus stratigraphique révèle une discordance majeure (*Oligocène Unconformity*).

2. Géologie régionale des sous-bassins.

Les cartes isopaques d'Emery *et al.* (1975), d'EXXON (1985) et la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1990) montrent deux principaux dépôts-centres de sédiments (Figure 3.3.2) :

- essentiellement en offshore, la marge de la Côte d'Ivoire, le bassin profond ivoirien, la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana et les bassins côtiers Ghana-Togo-Bénin présentent des caractéristiques acquises lors de l'ouverture de l'Atlantique Equatorial.
- le bassin du Nigéria est constitué à terre, du fossé de la Bénoué (dont l'histoire débute dès les premiers stades de rifting) et du delta du Niger, et en mer du pro-delta du Niger.

Par cohérence avec le découpage sédimentaire des coupes de MacGregor *et al.* (2003), la description de la géologie régionale du bassin Nord du Golfe de Guinée suit le découpage tectono-sédimentaire de De Matos (2000) (en y additionnant l'hypothèse du Valanginien comme début du stade syn-transformant ; chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.2) :

- stade pré-transtension du Berriasien à la fin du Berriasien/Barrémien.
- stade syn-transformant du Valanginien/Aptien à l'Albien Supérieur.
- stade post-transformant du Cénomaniens à l'actuel.

2.1 Le segment du Cap Palmas au Haut-fond d'Adiaron : marge de San Pedro. (Figure 3.3.2)

La marge de San Pedro se situe dans la partie Ouest de la marge de la Côte d'Ivoire. Elle s'étend du Cap Palmas à l'Ouest au Haut fond d'Adiaron à l'Est et est limitée au Sud par la zone de fracture de Saint Paul (Figure 3.3.2). Elle est conjuguée avec le bassin de Pará-Maranhão (Figure 3.intro.3).

Sédimentation pré-transtension du Berriasien à la fin du Berriasien/Barrémien.

Berriasien-Barrémien

lacune

L'ouverture de l'Atlantique Equatorial étant plus tardive à l'Ouest du Golfe de Guinée qu'à l'Est, les différents stades sont plus tardifs dans ce segment et cela peut expliquer pourquoi aucun sédiment anté-Aptien n'est observé dans cette région.

L'hypothèse du début du stade transtension au Valanginien est cependant conservée par souci de cohérence avec les autres sous-bassins et les premiers sédiments à se déposer sur le socle sont indiqués d'âge *Valanginien ou Aptien* à Albien sur les coupes extrapolées.

Sédimentation syn-transformante du Valanginien/Aptien à l'Albien Supérieur.

Aptien-Albien

dépôts terrigènes (lacune sur les crêtes)

Les premiers sédiments à se déposer dans les héli-grabens ivoiriens, en discordance sur le socle basculé, sont d'âge Aptien (MacGregor, 2003 ; De Caprona, 1992). Entre l'Aptien et l'Albien, les flancs des héli-grabens subsident et reçoivent les apports terrigènes continentaux sous forme de turbidites proximales. Les crêtes des blocs montrent quant à elles des lacunes stratigraphiques.

Albien Supérieur

carbonates (localement)

A l'Albien Supérieur, le sommet d'un horst du Sud de Sassandra est isolé du flux terrigène continental et voit le développement d'une plate-forme carbonatée (De Caprona, 1992).

La sédimentation subit une influence marine croissante et le domaine marin « marginal » s'ouvre à la fin de l'Albien.

Sédimentation post-transformant du Cénomanien à l'actuel.

De l'Albien au Maastrichtien, la marge de San Pedro subit une surélévation (St John, 2000) et une transpression à l'origine d'anticlinaux.

<i>Cénomanien</i>	<i>marnes et calcaires</i>
Au Cénomanien, les premières transgressions marines franches arrivent, favorisant le dépôt des marnes noires riches en matière organique et de calcaires pélagiques à oligostéginidés sur les crêtes des blocs. Ces dépôts seront plus ou moins érodés lors de la phase d'érosion ou de non-dépôt qui s'étend du Turonien ou Coniacien jusqu'au Santonien (Chierici, 1996).	
<i>Turonien-Santonien</i>	<i>lacune</i>
<i>Campanien</i>	<i>argiles</i>
<i>Maastrichtien</i>	<i>argiles, grès et calcaires</i>
Au Campanien, des argiles marines se déposent sur la surface d'érosion lors d'une transgression. Au Maastrichtien, les argiles marines ne se déposent plus que dans le bassin offshore et des « Grès d'Eboinda » et des calcaires de faible bathymétrie dans le bassin onshore (Chierici, 1996).	
<i>Paléocène</i>	<i>argiles</i>
<p>Au Paléocène, les zones de fracture ne font plus barrière au flux sédimentaire et l'expansion devient maximale. Des argiles, parfois à glauconie, se déposent à la faveur d'une large transgression marine qui dépasse même la faille des lagunes au Nord (Chierici, 1996).</p> <p>Dans la partie terrestre du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire, la couverture sédimentaire, peu étendue, consiste en un dépôt néogène, discordant sur le socle, d'environ 300 m de sédiments essentiellement marins (leur stratigraphie devrait être revue selon Klasz <i>et al.</i>, 1996). La falaise de Fresco met par exemple à l'affleurement 15 m de glauconite argileuse pauvre en carbonate et en quartz terrigène, datés par les échinidés entre le Paléocène et l'Eocène Inférieur (Tessier, 1960). Le milieu de sédimentation indique une profondeur moyenne de 100 m, une agitation vive, marquée par l'ondulation de certaines stratifications et un pullulement biologique ouvert aux influences du large et aux apports planctoniques. La glauconie s'est donc déposée à une faible distance du rivage paléocène, dans un domaine s'affaissant le long de failles littorales bordières (cf. faille des lagunes), à partir d'apports essentiellement argileux et chimiques suggérant un continent de faible relief, peu actif et livré à une intense altération en climat tropical humide (Tessier, 1960 ; 1973).</p>	
<i>Eocène Inf. et Moyen</i>	<i>marnes et calcaires</i>
A l'Eocène Inférieur et Moyen, des marnes avec des bancs de calcaires se déposent dans le bassin offshore (Chierici, 1996).	
<i>Eocène Sup.-Oligocène</i>	<i>lacune</i>
De l'Eocène Supérieur à la fin de l'Oligocène, une importante phase régressive associée à une émergence et de l'érosion (« <i>Oligocène unconformity</i> ») est à relier à une chute globale du niveau marin de 100-150 m d'origine glacio-eustatique (Chierici, 1996). Cependant, des sédiments oligocènes peuvent avoir été préservés dans des parties basses (Chierici, 1996).	
<i>Miocène</i>	<i>dépôts indéterminés</i>
Au Miocène, dans la partie offshore, des sédiments marins se déposent en discordance sur l'Eocène Inférieur et Moyen (Chierici, 1996).	
<i>Plio-Quaternaire</i>	<i>altérites</i>
Au Plio-Quaternaire, dans la partie à terre du bassin, le sommet des sédiments marins paléocènes est altéré. Le terme de « Continental Terminal » (terme évoqué dans le bassin MSGBC, partie 2, paragraphes 2.2 et 2.3) est parfois employé pour nommer cette altérite sommitale bien que Tessier (1960) réfute son utilisation.	

2.2 Le segment de la zone de fracture de Saint Paul à celle de la Romanche : la marge d'Abidjan, le bassin profond ivoirien et la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana. (Figure 3.3.2)

La marge d'Abidjan se situe dans la partie Est de la marge de la Côte d'Ivoire. Elle s'étend du Haut fond d'Adiaddon à l'Ouest à la «*Gold Coast*» et à la faille d'Accra à l'Est.

Encadré par les zones de fracture de Saint Paul au Nord et celle de la Romanche au Sud, le bassin profond ivoirien est de type méga-pull-apart (Masclé et Blarez, 1987 ; Digbehi, 1987 ; Affian *et al.*, 1987 ; Masclé, 1988 ; Basile *et al.*, 1996 ; Benkhelhil *et al.*, 1996 ; Peirce *et al.*, 1996) et est conjugué avec le bassin brésilien de Barreirinhas.

La zone de fracture de la Romanche se prolonge à l'Est par la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana (CIGMR) (Masclé, 1976 ; Sibuet et Masclé, 1978). Cet important relief linéaire qui longe la marge de Côte d'Ivoire-Ghana constitue un barrage au transport et à l'accumulation de sédiments et a été tout particulièrement étudié à l'aide du Leg 159 du forage de l'Ocean Drilling Program (ODP 159-959 à 962) (Figure 3.3.1).

Sédimentation pré-transtension du Berriasien à la fin du Berriasien/Barrémien.

L'ouverture de l'Atlantique Equatorial étant plus tardive à l'Ouest du Golfe de Guinée qu'à l'Est, les différents stades sont plus tardifs dans ce segment et cela peut expliquer pourquoi aucun sédiment anté-Barrémien n'est observé dans cette région. L'hypothèse du début du stade transtension au Valanginien est cependant conservée par souci de cohérence avec les autres sous-bassins et les premiers sédiments à se déposer sur le socle sont indiqués d'âge *Valanginien* ou *Aptien* (et non *Barrémien* ou *Aptien*) à *Albien* sur les coupes extrapolées.

Sédimentation syn-transformante du (*Valanginien*) *Barrémien/Aptien* à l'*Albien Sup.*

Barrémien-Albien

grès, conglomérats, dépôts indéterminés

Entre le *Barrémien* et l'*Albien*, le bassin profond ivoirien se compose de bassins intracontinentaux, probablement de type pull-apart, globalement allongés NE-SW. Aucune évaporite ne se dépose, le climat étant probablement de type équatorial humide (Chierici, 1996). Dans un premier temps, des grès et des conglomérats se déposent. Entre l'*Aptien Supérieur* et l'*Albien Supérieur* (Figure 3.3.1 A et B), le milieu continental (subaérien, lacustre et deltaïque) évolue progressivement en milieu marin de transition puis ouvert dans la partie profonde du bassin (cf. échantillonnage et ODP leg 159 ; Guiraud *et al.*, 1997 ; Benkhelhil *et al.*, 1996 ; Masclé *et al.*, 1996, Lohmann *et al.*, 1996, Clift *et al.*, 1996). Cependant, cette épaisse série terrigène, soumise à un régime extensif lors de sa lithification, est fracturée au niveau de la pente méridionale du bassin ivoirien et plissée (pli de grande longueur d'onde et de faible amplitude) dans le bassin ivoirien profond sensu stricto.

A l'*Albien Supérieur*, une discordance érosive majeure («*Albian unconformity*») marque le passage des sédiments siliciclastiques tectonisés syn-transformants au stade post-transformant.

Sédimentation post-transformant du Cénomanién à l'actuel.

Turonien-Coniacien

carbonates (CIGMR)

Du *Turonien* (Figure 3.3.1C) au *Coniacien*, la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana est surélevée et des carbonates de péri-plate-forme s'y déposent dans un milieu de faible profondeur.

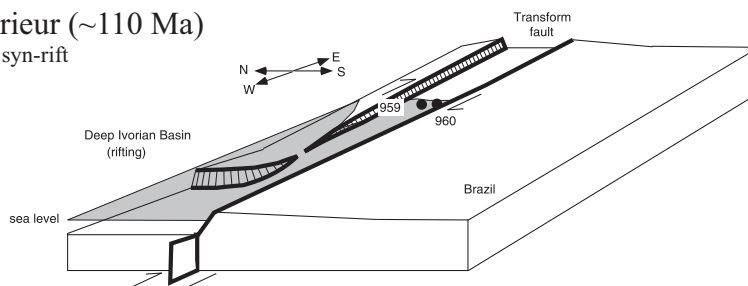
Santonien-Campanien

érosion

Du *Santonien* au début du *Campanien*, une nouvelle discordance («*Senonian unconformity*») érode une part plus ou moins importante de sédiments.

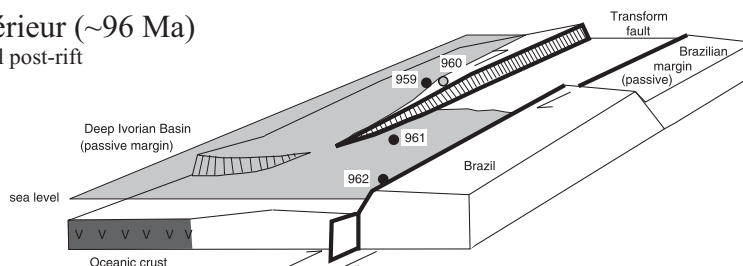
A. Aptien Supérieur (~110 Ma)

stade intracontinental syn-rift



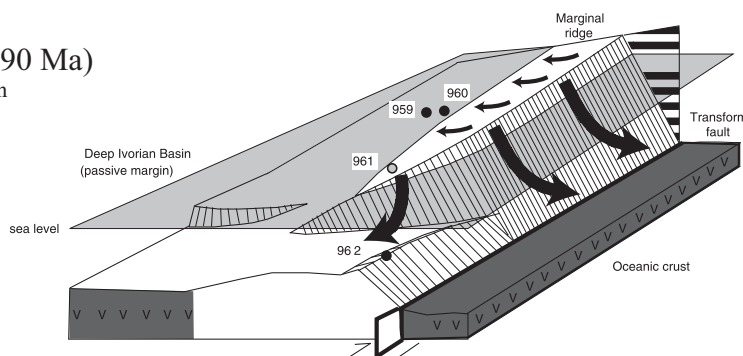
B. Albien Supérieur (~96 Ma)

stade intracontinental post-rift



C. Turonien (~90 Ma)

stade continent-océan



D. Campanien (~80 Ma)

début du stade de
marge passive

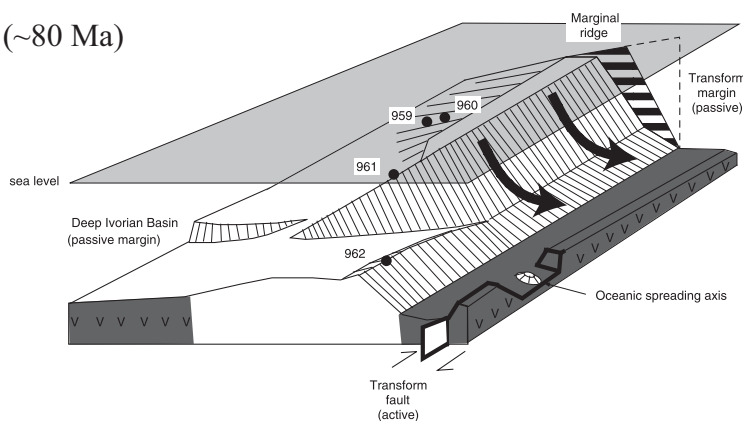


Figure 3.3.1 : Evolution de la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana (d'après Bigot-Carmier *et al.*, 2005, modifié de Basile *et al.*, 1998). Les puits ODP 159-959 à 962 sont indiqués par des points noirs lorsqu'ils sont sous le niveau de la mer et par des points gris lorsqu'ils sont au-dessus à chaque époque. Les sédiments recouvrants la discordance continentale (de l'Albien Supérieur à l'actuel) et la croûte océanique ne sont pas illustrés. Les flèches indiquent l'érosion de la ride marginale et le transport des sédiments détritiques. Les lignes épaisses indiquent les failles actives. L'échelle horizontale est d'environ 110 km le long de la faille transformante et l'échelle verticale de 7 km entre le sommet de la ride marginale et la croûte océanique adjacente au Campanien.

Campanien Sup.-Maastr.

peu

CIGMR / bassin dépôts bio-siliceux / argiles noires

A partir du Campanien Supérieur (Figure 3.3.1D), la subsidence rapide de la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana cause un changement dramatique de l'environnement de dépôt qui s'exprime par l'arrêt de l'apport terrigène. Après une période de faible taux de sédimentation, des sédiments bio-siliceux se déposent sur la ride et des argiles noires dans le bassin profond ivoirien.

Paléogène

dépôts bio-siliceuse

Au Paléogène, la sédimentation bio-siliceuse domine.

A l'Oligocène, le bassin enregistre la discordance «*Oligocene unconformity*» connue dans tous les bassins de l'Afrique de l'Ouest (Oyede et de Klasz, 1992).

Néogène

dépôts indéterminés

Au Néogène, la sédimentation pélagique et héli-pélagique domine.

2.3 Le segment d'Accra à la zone de fracture de Chain : les bassins côtiers du Ghana-Togo-Bénin. (Figure 3.3.2)

Les bassins côtiers du Ghana-Togo-Bénin, également appelés *Dahomey Embayment* (Reyment, 1965 ; Slansky, 1962 ; Murat, 1970), s'étendent du bassin Keta à l'Ouest à la structure Okitipupa à l'Est (Figure 3.3.2). Ils sont bordés à l'Ouest par la zone de fracture de la Romanche et au Sud-Est par celle de Chain qui les sépare du delta du Niger. Ils sont conjugués avec les bassins Ceará et Mundaú (Figure 3.intro.3).

Sédimentation pré-transtension du Berriasien à la fin du Berriasien/Barrémien.

anté-Aptien

conglomérats, grès et marnes

MacGregor *et al.* (2003) attribuent au stade pré-transtension la section inférieure de la Formation Ise, d'âge anté-Aptien, présente dans le bassin Keta (Kjemperud *et al.*, 1992) et dans le *Dahomey Embayment* (Elvsborg et Dalode, 1985).

Sédimentation syn-transformante du Valanginien/Aptien à l'Albien Supérieur.

Aptien

conglomérats, grès et marnes

A l'Aptien, les conglomérats, grès et marnes de la Formation Ise continuent de se déposer dans un domaine continental fluvial à deltaïque (Elvsborg et Dalode, 1985).

Albien

grès

A l'Albien, l'«*Albian unconformity*» s'exprime par le dépôt en discordance de grès transgressifs dans un milieu marin marginal à continental (Elvsborg et Dalode, 1985).

Sédimentation post-transformant du Cénomanién à l'actuel.

Cénomanién-Campanien

grès, marnes et intercalation de calcaires

Du Cénomanién au Campanien, la sédimentation est entrecoupée par des discordances («*Senonian unconformity*»). Les dépôts sont essentiellement constitués de grès marins et de marnes, intercalés par des bancs de calcaires (Kjemperud *et al.*, 1992).

Turonien-Santonien

grès, alternance argiles/grès

Du Turonien au Santonien, des grès grossiers et une alternance d'argiles et de sables se déposent

dans le bassin de Dahomey alors émergé.

<i>Maastrichtien</i>	<i>calcaires, marnes, intercalation de grès et d'argiles</i>
Au Maastrichtien, des bancs de grès et d'argiles s'intercalent dans le dépôt de calcaires et de marnes au grès des apports continentaux allant à l'Est (Kjemperud <i>et al.</i> , 1992).	
<i>Paléocène-Eocène</i>	<i>marnes, grès, argiles et calcaires</i>
Au Paléocène et à l'Eocène, des marnes, des grès, des argiles et des calcaires se déposent (Slansky, 1962 ; Kjemperud <i>et al.</i> , 1992). A l'Oligocène, la série sédimentaire est érodée par l'« <i>Oligocene unconformity</i> ».	
<i>Miocène</i>	<i>marnes et argiles</i>
Au Miocène, des marnes et des argiles se déposent en discordance (Kjemperud <i>et al.</i> , 1992). Au Mio?-Plio-Quaternaire, une série argilo-sableux rubéfiée d'épaisseur variable peut être attribuée au «Continental Terminal».	

2.4 Le segment de la zone de fracture de Chain à l'alignement volcanique du Cameroun : le bassin du Nigéria. (Figure 3.3.2)

Le bassin du Nigéria s'étend en mer entre la zone de fracture Chain et celle d'Ascension qui se prolonge par la ligne volcanique du Cameroun. Le bassin du Nigéria se constitue

- en mer du delta et du pro-delta du Niger et
- à terre du fossé de la Bénoué. Il est conjugué avec le bassin Potiguar.

L'évolution géodynamique de fossé de la Bénoué se compose de trois phases :

- à la fin du Jurassique, le bassin Nord («*Upper Benue*») s'ouvre.
- du Berriasien au début de l'Albien, la deuxième phase de rifting fait fortement subsider des dépôts-centres bordés de failles normales et transformantes.
- au Santonien (~84 Ma ; Benkhelil, 1988; Guiraud, 1993) les héli-grabens sont intensément fracturés.

Parallèlement, trois épisodes de forte activité magmatique ont lieu (Baudin, 1991) :

- de la fin du Jurassique à l'Albien
- de l'Albien au Santonien
- du Paléocène à l'Eocène.

Sédimentation pré-transtension du Berriasien à la fin du Berriasien/Barrémien.

<i>Jurassique Supérieur</i>	<i>dépôts terrigènes («Upper Benue»)</i>
A la fin du Jurassique, des séries terrigènes continentales (microconglomérats) se déposent dans la partie supérieure de la Bénoué, appelée « <i>Upper Benue</i> » (Figure 3.3.2) (Guiraud, 1993). Les sédiments inférieurs de la Formation Ise, d'âge anté-Aptien, se déposent dans le fossé de la Bénoué et sont attribués au stade pré-transtension (MacGregor <i>et al.</i> , 2003).	

Sédimentation syn-transformante du Valanginien/Aptien à l'Albien Supérieur.

<i>Crétacé Inférieur</i>	<i>grès</i>
Au Crétacé Inférieur, l'épaisse série gréseuse deltaïque de Bima se dépose dans l'« <i>Upper Benue</i> » alors qu'une transgression marine a lieu dans le « <i>Lower Benue</i> ». Le Groupe de Bima se décompose en trois formations dont la répartition et l'âge sont débattus.	

La formation Bima 1 se compose d'argiles et de quelques grès fins à moyens et se dépose uniquement dans l'«Upper Benue» à l'Aptien Supérieur (Allix *et al.*, 1981), (Benkhelil, 1989 ; Guiraud *et al.*, 1997). La formation Bima 2 se compose de grès grossiers d'épaisseur variant entre 300 m et 1200 m. La formation Bima 3 se compose d'épais bancs de grès grossiers atteignant plus de 1700 m d'épaisseur et est la plus largement répandue (Benkhelil, 1989).

Entre l'Aptien et l'Albien, des structures d'échappement d'eau, des *sand pipes*, des convolutes, des slumps et des failles normales listriques indiquent une forte instabilité sédimentaire (Benkhelil *et al.*, 1996 ; Guiraud *et al.*, 1997).

Sédimentation du stade post-transformant du Cénomanién à l'actuel.

<i>Cénomanién</i>	<i>grès, marnes et calcaires (Flanc Calabar)</i> <i>lacune («Lower Benue»)</i> <i>grès («Middle et Upper Benue»)</i>
Au Cénomanién, des grès, des marnes et des calcaires se déposent en discordance sur le socle au niveau du Flanc Calabar. Confondus avec la formation Bima 3 dans le «Middle» et l'«Upper Benue», les sédiments semblent absents dans le «Lower Benue» (Benkhelil, 1989).	
<i>Turonien</i>	<i>jusqu'à 1,2 km - marnes carbonatées, calcaires et siltites</i>
<i>Coniacien</i>	<i>900 m - marnes («Lower et Middle Benue»)</i>
<i>Turonien</i>	<i>grès et calcaires («Upper Benue»)</i>
Au Turonien, une série marine se dépose à travers le fossé de la Bénoué. Elle se compose : - d'environ 1200 m d'épaisseur de marnes noires carbonatées, de calcaires et de siltites (formation Eze Aku) (Dessauvage, 1975) puis d'environ 900 m de marnes bleues d'Awgu dont le sommet date du début du Coniacien (Simpson, 1954) dans le «Lower» et le «Middle Benue», - de fins bancs de grès et de calcaires (formation Yolde) dans l'«Upper Benue» (Benkhelil, 1989)	
<i>Santonien Supérieur</i>	<i>50-1000 m grès («Middle Benue»)</i>
Au Santonien Supérieur, les grès fins à grossiers de la formation Lafia se déposent sur une épaisseur variant de 50 m à 1000 m dans le «Middle Benue» (Offodile, 1976). Ce sont les seuls sédiments post-Santonien connus dans le «Middle Benue» (Benkhelil, 1989).	
<i>Campanien-Maastr.</i>	<i>jusqu'à 1 km marnes, grès et calcaires («Lower Benue»)</i> <i>lacune («Middle Benue»)</i> <i>calcaires puis marnes («Upper Benue»)</i>
Du Campanien au Maastrichtien, les marnes bleues Nkporo et Enugu et de fins bancs de grès et de calcaires atteignent localement 1000 m d'épaisseur dans le «Lower Benue» (Benkhelil, 1989). Au Maastrichtien Supérieur (Lawal, 1979), la formation Pindiga, constituée de calcaires à la base et d'une épaisse série marneuse, se dépose dans l'«Upper Benue» (Benkhelil, 1989).	
<i>Paléocène</i>	<i>qques m-300 m grès, siltites et argiles (bassin Kerri-Kerri)</i>
<i>Paléocène-Eocène</i>	<i>1 km marnes et intercalation de grès (bassin Anambra)</i>
A la fin du Crétacé, le fossé de la Bénoué est entièrement émergé. Seuls se déposent : - des grès, des siltites et des argiles fluviatiles au Paléocène dans le bassin Kerri-Kerri (de quelques mètres à 300 m d'épaisseur selon Adegoke <i>et al.</i> , 1978), et - des marnes Imo intercalées de grès du Paléocène à l'Eocène Inférieur (Reyment, 1965 ; Short et Stauble, 1967) dans le synclinal d'Anambra (1000 m d'épaisseur).	
<i>Cénozoïque</i>	<i>grès (delta et pro-delta du Niger)</i>
Au Cénozoïque, la sédimentation se concentre sur le delta et le pro-delta du Niger.	

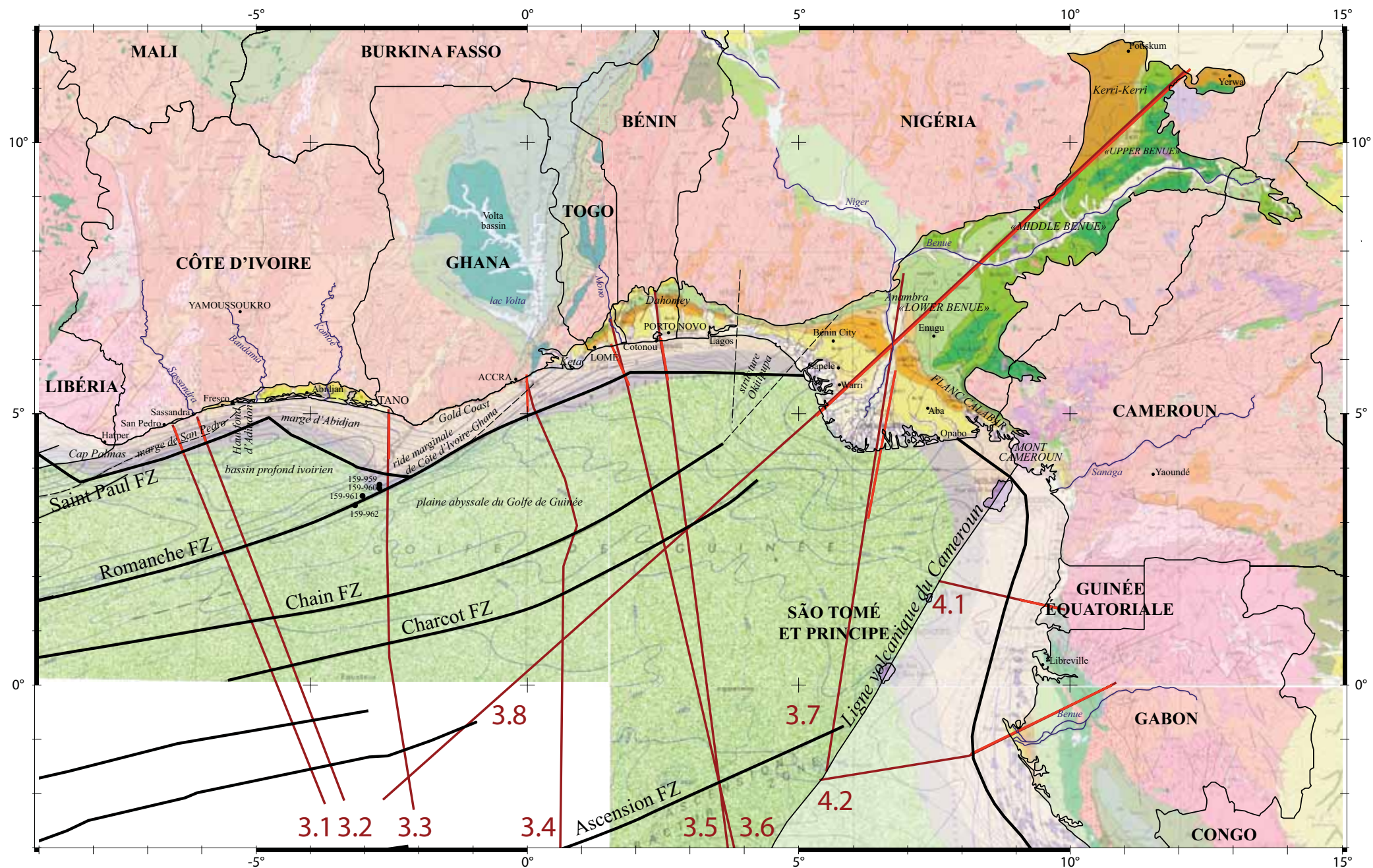


Figure 3.3.2 : Extrait de la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1990) centré sur le bassin Nord du Golfe de Guinée (Légende en p 161).

Partie 4 : Marge Sud du Golfe de Guinée

La marge du Cameroun, du Gabon, du Congo et de l'Angola est conjuguée avec celle du Sud-Est du Brésil (Figure 3.intro.3) et s'étend sur 7,83.106 km². Le bassin Sud du Golfe de Guinée est un excellent exemple de déformation gravitaire. En effet, des évaporites déposées régionalement à l'Aptien servent de niveau de décollement visqueux sur lequel s'étale la pile sédimentaire sus-jacente sous l'effet de son propre poids. Une zonation structurale Est-Ouest en résulte (Spathopoulos, 1996 ; Mauduit, 1998 ; Cramez et Jackson, 2000 ; Marton *et al.*, 2000 ; Fort, 2002) (Figure 3.4.1) :

- un domaine extensif en haut de pente (d'environ 150 km) subdivisé en :
 - un sous-domaine amont dit «de préraft» à faible translation : des failles listriques très faiblement espacées (de l'ordre du kilomètre) entraînent une forte rotation des blocs basculés et la formation de grabens.
 - un sous-domaine aval à forte translation : des failles de croissance déconnectent totalement des blocs de taille variant entre 5 et 40 km qui sont séparés par des dépôts-centres plus récents : ce sont des structures en radeaux. Entre les radeaux non déformés, le sel remonte localement en diapirs extensifs de différentes formes (depuis des diapirs cylindriques jusqu'à des diapirs très allongés latéralement : «murs de sel» ; Baumgartner et van Andel, 1971; Leyden *et al.*, 1976; Marton *et al.*, 2000).
- un domaine compressif synchrone de bas de pente (d'environ 100 km) caractérisé par des plis, des chevauchements et des diapirs compressifs.

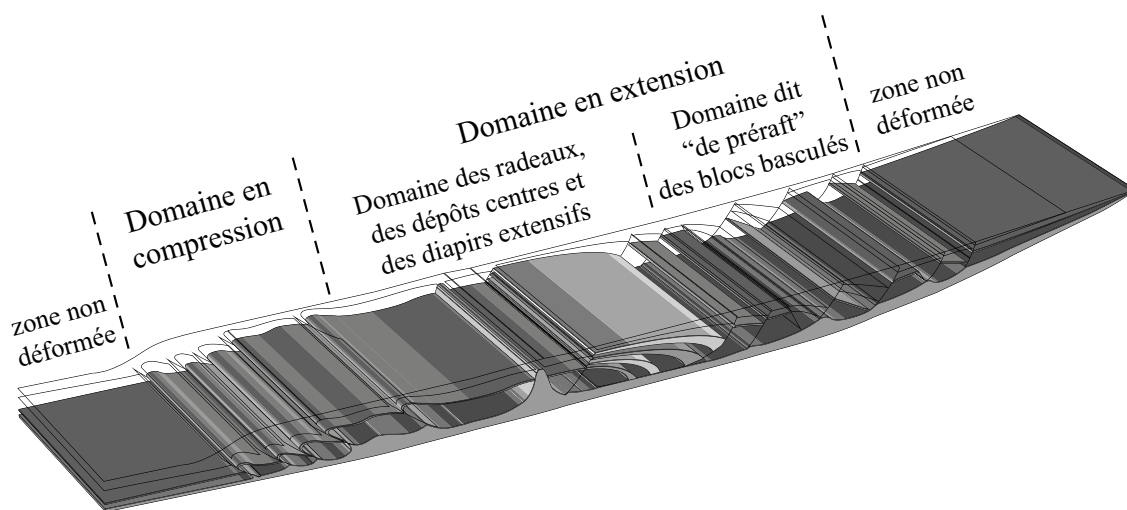


Figure 3.4.1 : Modèle schématique de répartition des différents domaines de déformation d'un étalement gravitaire le long d'une marge passive (Broucke, 2004 ; modifié d'après Mauduit, 1998)

Le bassin Sud du Golfe de Guinée peut également être découpé du Nord au Sud en plusieurs sous-bassins, onshore et/ou offshore, qui présentent chacun une évolution tectono-sédimentaire particulière et qui seront étudiés individuellement dans le paragraphe 1.2 de la partie 4 du chapitre 3.

1. Evolution géodynamique.

Le bassin Sud du Golfe de Guinée enregistre la deuxième phase de l'ouverture Sud-Nord de l'Atlantique Sud (cf. chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.3). L'âge du Berriasien (145,5 Ma) pour le début du rifting et celui de l'Aptien (125 Ma) ou de l'Albien (112 Ma) pour la phase d'accrétion océanique (Figure 3.intro.4) sont à relativiser. En effet, le rifting atteint les sous-bassins du Nord plus tard que ceux du Sud et même pour un sous-bassin, l'incertitude sur ces âges peut atteindre 20 Ma.

1.1 Le stade pré-rift.

Silurien-Jurassique

lacune

Entre le Protérozoïque Supérieure et l'Ordovicien, l'orogénèse Pan-Africaine forme ce qui va devenir le socle de la marge passive de l'Atlantique Sud. Une importante lacune le surmonte dans le segment central africain.

1.2 Le stade rift.

La complexité de la séquence syn-rift indique qu'il y a bien plusieurs étapes dans le processus de rifting du segment central de l'Atlantique Sud (Davison et Bate, 2004).

Tithonien ? - Aptien Inf. ?

dépôts terrigènes, volcanisme (bassins intracratoniques)

Au Tithonien, la séparation de l'Amérique du Sud et de l'Afrique entraîne la formation de petits bassins intracratoniques NW-SE qui se remplissent de sédiments terrigènes grossiers continentaux parfois intercalés de roches volcaniques.

Barrémien ? - Aptien Inférieur ?

érosion et soulèvement (break-up unconformity)

Une surface d'érosion majeure interprétée comme la *break-up unconformity* marque la fin du stade rift qui peut survenir entre le Barrémien et l'Aptien Inférieur selon les sous-bassins.

1.3 Le stade post-rift pré-salifère et salifère

Aptien Inférieur-Supérieur

bassin de type sag et transgression

A l'Aptien Supérieur, une séquence transgressive se dépose dans des bassins de type sag.

Aptien Supérieur

évaporites

Entre l'Aptien Moyen et l'Aptien Supérieur, des couches d'évaporites, de 700 à 1500 m d'épaisseur selon Stark *et al.* (1991) se déposent. Ces couches se sont localement déposées dès le syn-rift au Congo (Karner *et al.*, 1999) et dans la Kwanza (Davison *et al.*, 2004).

Composées principalement d'halite, ces évaporites indiquent des eaux marines sursaturées et des conditions environnementales restreintes d'évaporation intense (Brice *et al.*, 1982). Séparant une zone marine franche au Sud d'une zone marine restreinte au Nord (Brognon et Verrier, 1966 ; Roberts, 1975), la ride de Walvis joue probablement le rôle de seuil permettant le passage d'eau de mer vers le Nord mais dans des quantités insuffisantes pour compenser l'évaporation et permettre l'installation d'un domaine marin ouvert.

D'autres évaporites, riches en CaCl_2 et en métaux tels que Pb, Zn, Fe et Mn mais pauvres en SO_4 (Jackson *et al.*, 2000) sont d'origine hydrothermale et se déposent localement.

1.4 Le stade post-rift post-salifère

Après l'épisode évaporitique, la sédimentation enregistre une subsidence thermique généralisée à toute la marge qui débute son stade de marge passive.

<i>Albien</i>	<i>transgression</i> <i>plate-forme carbonatée</i> <i>delta au large du Zaïre</i> <i>tectonique salifère primaire</i>
A l'Albien, une transgression rétablit la salinité normale des eaux. Des carbonates aggradants, d'abord dolomitique (Formation Pinda) puis calcaires (Formation Madiela), forment une épaisse plate-forme large de 200 km (cf. forage DSDP 40-364 ; Bolli <i>et al.</i> , 1978). De plus, une source proche de l'actuel Zaïre crée un éventail sous-marin au large de cette plate-forme. Cependant, une tectonique salifère primaire affecte sa croissance (Anka, 2004).	
<i>Cénomanién</i>	<i>transgression et discordance</i>
Au Cénomanién, la transgression s'exprime par une discordance (<i>unconformity</i>) largement répandue.	
<i>Turonien Supérieur</i>	<i>profil de rampe</i>
Au Turonien Supérieur, les carbonates laissent progressivement la place à une sédimentation terrigène. La bathymétrie augmente vers le large et un profil de type rampe se développe.	
<i>Oligocène</i>	<i>régression et érosion sous la forme de chenaux</i>
A l'Oligocène, un épisode majeur d'érosion sous-marine (Séranne <i>et al.</i> , 1992 ; McGinnis <i>et al.</i> , 1993) forme des chenaux, dont le plus grand est le <i>Congo Fan</i> . Au Miocène, des sables marins et des turbidites remplissent ces chenaux.	

2. Géologie régionale des sous-bassins.

Les cartes isopaques d'Emery *et al.* (1975) et d'EXXON (1985) et la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1985-1990) (l'épaisseur des sédiments sur la croûte océanique est indiquée par les lignes bleues numérotées x km/x s-TWT sur la Figure 3.4.2) montrent quatre dépôts centres de sédiments :

- les bassins de Douala, Kribi-Campo et Rio Muni
- le bassin du Gabon
- le bassin de Cabinda/Bas-Congo
- les bassins angolais de la Kwanza, de Benguela et de Moçamedes.

2.2 Le segment du Nord au Sud du Gabon : le bassin du Gabon. (Figure 3.4.2)

Le bassin du Gabon est conjugué avec le bassin Alamada-Camamu. Situé à l'embouchure de l'Ogooué, il est limité au NE par les Monts de Cristal, à l'Ouest par la zone de fracture Ascension et au SE par le Mont Mpélé au Sud du Gabon.

La sédimentation pré-rift.

<i>Jurassique Sup. ?-Aptien Inf.</i>	<i>grès, conglomérats et argiles</i>
--------------------------------------	--------------------------------------

Les premiers sédiments discordants sur le socle précambrien sont des grès, des conglomérats et des argiles qui se déposent dans un milieu fluviatile avant le début du rifting, probablement au Jurassique Inférieur.

La sédimentation syn-rift.

<i>Berriasien ?-Aptien Inf.</i>	<i>grès, conglomérats et argiles</i> <i>grès et argiles intercalés de turbidites</i>
---------------------------------	---

Du Berriasien au Barrémien, les grès, les conglomérats et les argiles continuent à se déposer mais dans des bassins de rift. Puis, des grès fluviatiles et des argiles lacustres riches en matière organique (Groupe Cocobeach) sont intercalés de turbidites (Ala, 1997).

La sédimentation post-rift pré-salifère.

<i>Barrémien-Aptien Inf.</i>	<i>grès et marnes</i>
------------------------------	-----------------------

Du Barrémien à l'Aptien Inférieur, des marnes lacustres peu profondes et des grès se déposent dans la partie onshore du Gabon (Teisserenc et Villemin, 1989). Ces grès transgressifs annoncent l'arrivée du dépôt de sel (Ala, 1997).

L'épaisseur totale de toutes ces séquences est de l'ordre de 9 km (Brink, 1974).

La sédimentation salifère.

<i>Aptien</i>	<i>~300 m évaporites</i>
---------------	--------------------------

A l'Aptien, des évaporites, constituées essentiellement d'halite, se déposent sur une épaisseur variable de l'ordre de 300 m.

La sédimentation post-salifère.

<i>Albien-actuel</i>	<i>grès, argiles et carbonates</i>
----------------------	------------------------------------

Au cours du Crétacé Supérieur et du Cénozoïque, la sédimentation est un mélange de grès, d'argiles et de carbonates.

Les grès proviennent en partie de deltas comme le système deltaïque Weze au Crétacé Supérieur.

A l'Albien et au Turonien, la plate-forme carbonatée évolue en argiles vers le large.

Les argiles noires commencent ainsi à se déposer à l'Albien et ce faciès atteint son maximum d'épaisseur au Cénomanién avant de disparaître au Turonien.

De l'Eocène Supérieur au début du Miocène, une importante lacune a lieu.

2.3 Le segment du Nord au Sud du Congo : le bassin de Cabinda/Bas-Congo. (Figure 3.4.2)

Le bassin de Cabinda/Bas-Congo est conjugué avec le bassin d'Esperito Santo. Située à l'embouchure de la rivière Congo, sa partie onshore longe la côte du Mont Mpélé à l'extrémité Sud du Gabon à l'arche d'Ambriz au Nord de l'Angola.

La sédimentation syn-rift.

140 ± 5 Ma	~30 m volcanisme
Berriasien-Hauterivien	> 3 km dépôts terrigènes

La début de la sédimentation syn-rift est souvent caractérisé par un niveau volcanique d'une trentaine de mètres d'épaisseur (daté radiométriquement à 140 ± 5 Ma (Brice *et al.*, 1982)).

Entre le Berriasien et l'Hauterivien, une forte subsidence tectonique favorise la transgression d'une série continentale de grande puissance, probablement supérieure à 3000 mètres (Allix *et al.*, 1995). Cette série évolue verticalement et latéralement et est constituée de :

- grès peu matures et de conglomérats qui se déposent en milieu fluvatile ou en cônes alluviaux (Formation Lucula),
- faciès silto-gréseux à argileux, organisés en séquences grano-décroissantes, qui se déposent dans un environnement sous-aquatique lacustre (Formation Erva),
- argiles riches en matière organique (Formation Bucomazi).

Hauterivien	hauts topographiques argiles dolomitiques et calcaires
-------------	--

Sur les hauts topographiques, la diminution progressive de la tranche d'eau amène la sédimentation d'argiles dolomitiques (Brice *et al.*, 1982) et de calcaires algaux (Uchupi, 1992). Cette séquence est tronquée par la surface d'érosion majeure, interprétée comme la *break-up unconformity*.

La sédimentation post-rift pré-salifère.

Barrémien-Aptien Inf.	2-4 km carbonates lacustres puis grès et argiles
-----------------------	--

Entre le Barrémien et l'Aptien Inférieur, des carbonates lacustres (Formation Dentale) puis des grès et des argiles de plaine alluviale se déposent sur 2 à 4 km d'épaisseur (Formation Loeme). Cette série, connue dans la littérature sous le terme de «*pre-salt wedge*» (Henry *et al.*, 1995) ou abusivement sous celui de «sag» (Uchupi, 1992 ; Jackson *et al.*, 2000 ; Marton *et al.*, 2000), traduit le passage progressif d'un environnement continental à un environnement margino-littoral (Brice *et al.*, 1982 ; Uchupi, 1992 ; Allix *et al.*, 1995 ; Marton *et al.*, 2000).

La sédimentation salifère.

Aptien Supérieur	<800-1000 m évaporites ~50 m dolomies
------------------	--

A l'Aptien Supérieur, des évaporites, essentiellement constituées d'halite, se déposent sur une épaisseur variable pouvant atteindre au maximum 800 à 1000 m au Nord de Cabinda (Pautot *et al.*, 1973 ; Reyre, 1984).

A la fin de l'Aptien, cet épisode évaporitique se termine par le dépôt d'une cinquantaine de mètres de dolomies (Brice *et al.*, 1982 ; Uchupi, 1992).

La sédimentation post-salifère.

La sédimentation dite «post-salifère» enregistre le passage progressif d'un milieu de dépôt margino-littoral à un environnement marin profond.

<i>Albien</i>	<i>polarité Ouest-Est</i>	<i>grès, dolomies, calcaires</i> <i>calcaires et dolomies argileuses</i>
---------------	---------------------------	---

A l'Albien, une séquence transgressive à dominante carbonatée (Groupe Pinda) se dépose avec une polarité gréseuse Ouest-Est à l'origine des trois formations suivantes (Stark, 1991) :

- grès littoraux avec une proportion mineure de dolomie (Formation Bufalo)
- dolomies (Formation Pacassa)
- sédiments silteux dolomitiques et argiles riches en matière organique (Formation Punja).

Déposés dans un environnement sédimentaire de type rampe carbonatée rétrogradante (Eichenseer *et al.*, 1999), ces sédiments sont déformés par étalement gravitaire, de la fin de l'Albien (Eichenseer *et al.*, 1999) au Turonien (Richert *et al.*, 1992).

<i>Crétacé Sup.-Eocène</i>	<i>Ouest</i>	<i>marnes et argiles</i>
	<i>Est</i>	<i>grès</i>

Entre le Crétacé Supérieur et l'Eocène, la sédimentation est majoritairement silico-clastique mais la teneur en carbonates reste élevée (Allix *et al.*, 1995). Elle comprend des faciès marneux de bassin et de talus vers l'Ouest, et des faciès gréseux de plate-forme vers l'Est, à proximité de la ligne de côte actuelle.

Au Cénomanién, au Coniacien et au Maastrichtien, des sables d'origine turbiditique se déposent localement à la fois sur le talus continental et dans le bassin (Anderson *et al.*, 2000).

<i>Oligocène-actuel</i>	<i>dépôts terrigènes et argiles</i>
-------------------------	-------------------------------------

Entre l'Oligocène et l'actuel, la plate-forme prograde d'environ 65 km (Allix *et al.*, 1995) au fur et à mesure des apports terrigènes provenant des fleuves côtiers et du paléo-Zaïre. Des argiles marines se déposent entre chaque arrivée de ces importants dépôts d'origine gravitaire.

A l'Oligocène, un épisode majeur d'érosion sous-marine (Séranne *et al.*, 1992 ; McGinnis *et al.*, 1993) forme des chenaux, dont le plus grand donne le *Congo Fan*.

A partir du Miocène Inférieur, une surrection différentielle de la marge débute et la plateforme émerge progressivement à l'Est (Walgenwitz *et al.*, 1990 ; Lunde *et al.*, 1992 ; Lavier *et al.*, 2000, 2001).

2.4 Le segment du Nord au Sud de l'Angola : le bassin de la Kwanza, de Benguela et de Moçamedes. (Figure 3.4.2)

Les bassins de la Kwanza et de Benguela sont conjugués avec le bassin de Campos. Séparés par une ligne de volcans sous-marins probablement d'âge Crétacé Inférieur, ils s'étendent de l'arche d'Ambriz au Nord de l'Angola jusqu'au seuil de Benguela au Sud de l'Angola.

La sédimentation syn-rift.

<i>Berriasien-Barrémien</i>	<i>volcanisme</i>
<i>200-300 m</i>	<i>dépôts terrigènes</i>

Du volcanisme accompagne souvent le début du rifting. La sédimentation syn-rift, composée des grès et des conglomérats de la formation Cuvo Inférieur/rouge et Supérieur/grise, est terrigène.

La sédimentation post-rift pré-salifère.

<i>Barrémien-Aptien</i>	<i>1-3 m dolomies silteuses</i>
-------------------------	---------------------------------

A la limite Barrémien-Aptien, un niveau, en partie érodé, de 1 à 3 m de dolomies silteuses (formation Cuvo Supérieur/grise) se dépose dans un bassin de type sag (Brognon *et al.*, 1966 ; Jackson *et al.*, 2005)

La sédimentation salifère.

<i>Aptien</i>	<i>300-400 m évaporites</i>
---------------	-----------------------------

A l'Aptien, une couche massive d'halite de 300 à 400 m d'épaisseur moyenne (jusqu'à 600 m) se dépose sur les 4/5 de l'actuel bassin sédimentaire (Brognon *et al.*, 1966). A ce premier cycle, le plus développé, se succèdent plusieurs cycles évaporitiques, composés d'halite, d'anhydrite et de dolomies entre l'Aptien et l'Albien.

La sédimentation post-salifère.

<i>Albien</i>	<i>dolomies, anhydrites</i>
	<i>carbonates</i>

Au cours de l'Albien, l'augmentation de la circulation océanique favorise la transgression de carbonates (Groupe Pinda).

Déposés dans un environnement sédimentaire de type rampe carbonatée rétrogradante (Eichenseer *et al.*, 1999), ces sédiments sont déformés par étalement gravitaire de la fin de l'Albien (Eichenseer *et al.*, 1999) au Turonien (Richert *et al.*, 1992).

<i>Crétacé Sup.-Eocène</i>	<i>marnes</i>
----------------------------	---------------

Entre le Crétacé Supérieur et l'Eocène, la sédimentation est essentiellement constituée de marnes mais le matériel terrigène reste peu abondant (Brognon *et al.*, 1966).

<i>Oligocène-actuel</i>	<i>dépôts indéterminés et terrigènes</i>
-------------------------	--

Entre l'Oligocène et l'actuel, la sédimentation est siliciclastique.

Au Miocène, la plate-forme est surélevée dans la partie externe du Bassin de la Kwanza (Jackson *et al.*, 2005). La migration de la flexure vers l'Ouest permet l'arrivée d'apports terrigènes (Brognon *et al.*, 1966) dans le bassin.

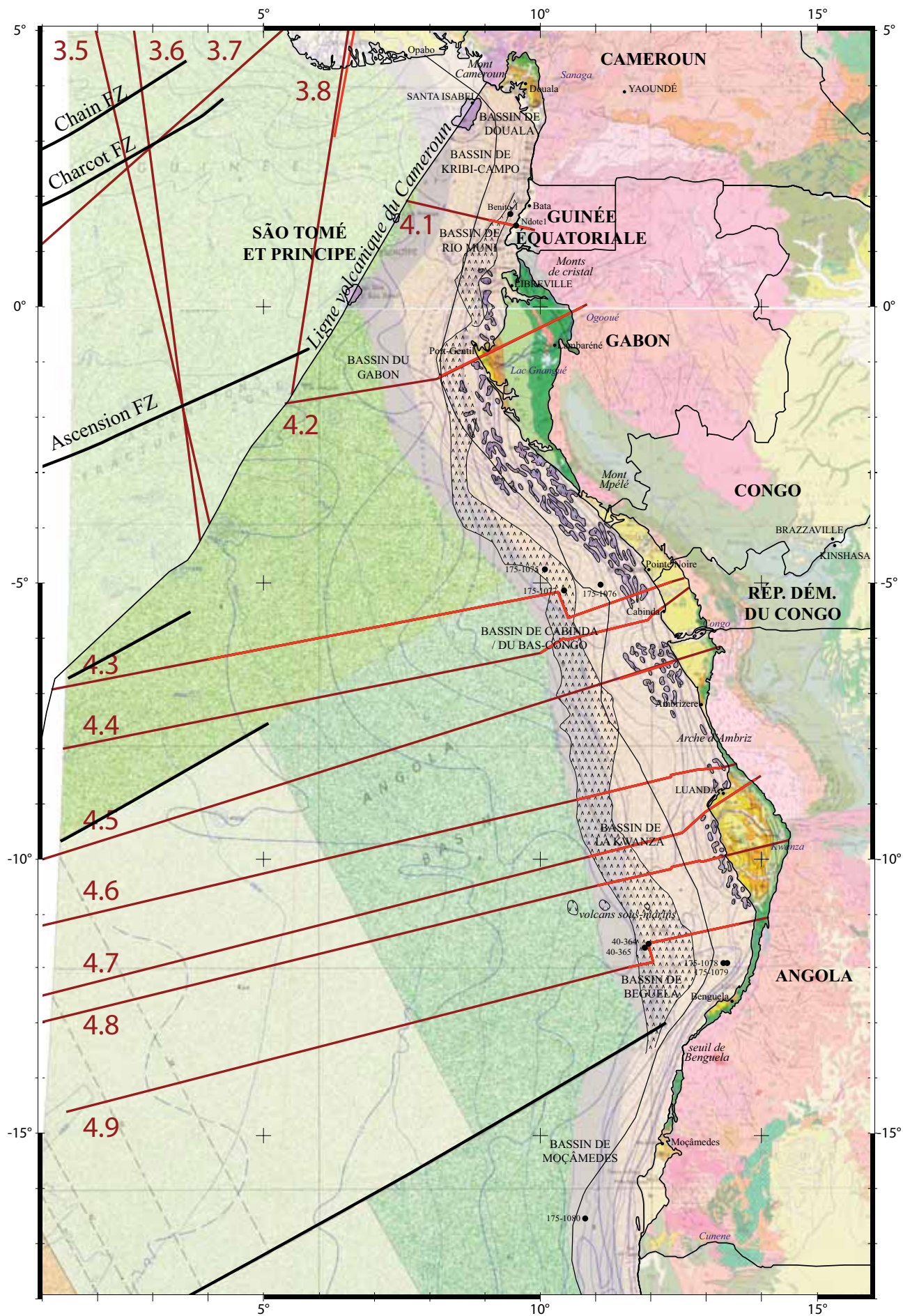


Figure 3.4.1 : Extrait de la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1990) centré sur le bassin Sud du Golfe de Guinée (Légende en p 161).

Partie 5 : Marge Namibie-Afrique du Sud

La marge atlantique de la Namibie et de l’Afrique du Sud s’étend sur $4,85.10^6$ km² de part et d’autre de l’embouchure du fleuve de l’Orange. Conjuguée avec le bassin de Pelotas, sur la marge de l’Argentine (Figure 3.intro.3), cette marge est particulièrement étudiée pour mieux comprendre les premiers stades de l’ouverture de l’Atlantique Sud.

Cette marge est également considérée comme une marge volcanique (Jackson *et al.*, 2000) : la fin de sa phase de rifting s’accompagne d’un abondant magmatisme, sa croûte inférieure est très dense à la transition océan-continent probablement depuis le début de l’accrétion océanique et elle présente des *seaward dipping reflectors* (SDRs). Les SDRs sont des épanchements volcaniques émis à l’air libre lors du rifting. Ils sont caractérisés par des réflecteurs pentés vers la mer, reflétant le basculement du substratum lors de la mise en place des coulées successives. Ils s’étendent du Nord au Sud de la marge (v sur la Figure 3.5.1, d’après Bray *et al.*, 98), côtoyant le socle océanique à l’Ouest et chevauchant le syn-rift à l’Est (V sur la Figure 3.5.1, d’après Bray *et al.*, 1998).

1. Evolution géodynamique.

La marge atlantique de la Namibie et de l’Afrique du Sud enregistre l’ouverture de l’Atlantique Sud. L’hypothèse retenue pour le début du rifting est le Tithonien (150,8 Ma) et celles pour le début de l’accrétion océanique, l’Hauterivien (136,4 Ma) ou le Barrémien (130 Ma) (cf. chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.3, Figure 3.intro.4).

La marge atlantique de la Namibie et de l’Afrique du Sud est en fait composé de plusieurs sous-bassins offshore qui seront étudiés dans le paragraphe 1.2 de la partie 5 du chapitre 3.

1.1 Le stade pré-rift.

Le socle présente des structures Paléozoïques dans le Sud de la marge (bassin de l’Orange) et est d’âge Précambrien dans le Nord (bassin de Walvis-Luderitz).

Permien-Trias

Basin and Range (Formation Karoo)

Entre le Permien et le Trias, des grès et de basaltes (Formation Karoo) se déposent sur le socle précambrien dans des bassins de type «*Basin and Range*» (Light *et al.*, 1993).

Trias

orogénèse

Au cours du Trias, une phase orogénique surélève la «Cape Fold Belt» en Afrique du Sud qui restera élevée durant le Méso-Cénozoïque (Siesser, 1978).

1.2 Le stade rift.

Le rifting intracontinental à l’origine de l’ouverture du segment austral de l’océan Atlantique Sud se propage de la zone de fracture Aghulas-Falkland au Sud vers la ride de Walvis au Nord au cours du Jurassique Supérieur (i.e. entre 160 et 144 Ma ; Jackson *et al.*, 2000).

<i>Tithonien-Valanginien</i>	<i>syn-rift I</i>	
<i>Valanginien-(Hauterivien)</i>	<i>syn-rift II</i>	«R» <i>unconformity</i>

Dans tout le bassin Sud-Ouest-africain (bassin de l'Orange, Gerrard et Smith (1982), Jungslager (1999) ; bassins de Luderitz et de Walvis, Maslanyj *et al.* (1992), Light *et al.* (1993)), la sédimentation syn-rift se divise en deux séquences, syn-rift I et syn-rift II, séparées par une discordance angulaire («R» *unconformity*) d'âge Valanginien (Gerrard and Smith, 1982). Cette sédimentation syn-rift consiste en roches continentales ('red-beds') et en roches volcaniques avec de rares occurrences d'argiles lacustres (Jungslager, 1999).

<i>132 Ma-syn-rift</i>	<i>volcanisme sur le continent</i>	<i>coulées de basaltes (Province de l'Etendeka)</i>
	<i>volcanisme dans le bassin</i>	<i>intrusions volcaniques et SDRs</i>

Le volcanisme syn-rift se développe à la fois sur le continent et dans le bassin.

- sur le continent :

Les marges de l'Atlantique Sud présentent une anomalie thermique dont trois points chauds seraient à l'origine (Davison, 1999 ; Jackson *et al.*, 2000 ; Tommasi et Vauchez, 2001). Ils se trouvent actuellement dans l'océan Atlantique Sud à l'aplomb :

- de l'île de Sainte-Hélène, à 1930 km à l'Ouest de la frontière entre l'Angola et la Namibie,
- des îles de Tristan da Cunha, 2 000 km au SSE de Sainte-Hélène et
- de l'île Gough, 350 km au SE de Tristan da Cunha, entre le Cap et la Terre de Feu.

Située sur la trace du point chaud de Tristan da Cunha, la province magmatique de Paràna-Etendeka est la plus grande province basaltique au monde (White et McKenzie, 1989). Sa plus grande partie est localisée sur la marge continentale brésilienne, dans le bassin de Paràna. Son prolongement sur la plaque africaine (Etendeka) s'étend sur près de 1500 km, entre la baie de Walvis et Luanda (Peate, 1997). L'épisode de volcanisme basaltique principal est daté entre 134 Ma et 129 Ma et de 132 Ma en Namibie (Renne *et al.*, 1996). Il est donc synchrone de la fin du rifting dans la partie méridionale de l'Atlantique Sud, et contemporain de la phase de rifting actif dans la partie centrale de l'Atlantique Sud (Jackson *et al.*, 2000). Les diverses unités volcaniques qui composent cet épisode présentent globalement un pendage vers le Nord, ce qui suggère la migration dans cette direction des sources volcaniques, en accord avec une migration septentrionale du rifting (Peate *et al.*, 1990 ; Peate *et al.*, 1992).

- dans le bassin :

Au centre du rift, les sédiments syn-rift sont intercalés par d'importantes coulées basaltiques (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur). Lorsque ce volcanisme est subaérien, il s'exprime sur des étendues large de 200 km sous la forme de SDRs, dont l'âge et l'épaisseur (qui atteindrait plusieurs km) sont rarement déterminés. Leur évolution étant complexe, les SDRs peuvent être interprétés comme une proto-croûte océanique ou comme des basaltes épanchés sur la croûte continentale fortement amincie (Jackson *et al.*, 2000).

1.3 Le stade post-rift.

<i>Hauterivien ou Barrémien</i>	<i>break up unconformity</i>
---------------------------------	------------------------------

La fin du rifting, caractérisé par la *break up unconformity*, survient plus tard dans le Nord du bassin que dans le Sud. Selon Jungslager (1999) et Brown *et al.* (1995), la *break up unconformity* date du Barrémien, les sédiments barrémiens étant discordants sur la séquence syn-rift.

En considérant que les SDRs post-datent la sédimentation terrigène syn-rift et la province d'Etendeka (130 Ma, Renne *et al.*, 1996), Bauer *et al.* (2000) datent le début du *break up* entre la fin de l'Hauterivien et le début du Barrémien.

<i>Hauterivien/Barrémien-Aptien Inf.</i>	<i>bassin de type sag</i>
Les premiers sédiments post-rift se déposent dans un bassin de type sag dans un environnement marin restreint.	
<i>Aptien Inférieur</i>	<i>ennoisement majeur</i>
<i>Aptien Supérieur</i>	<i>discordance</i>
Au début de l'Aptien, un ennoisement majeur permet le dépôt de plus de 500 km de large d'argiles noires anoxiques avant la discordance "AII" (Atlantis II) (Emery <i>et al.</i> , 1975) qui survient à la limite Aptien-Albien (Bolli <i>et al.</i> , 1978).	
<i>Albien-Maastrichtien</i>	<i>subsidence thermique</i>
De l'Albien au Maastrichtien, l'arrivée massive et continue d'apports terrigènes (Rust et Summerfield, 1990) permet à une plate-forme siliciclastique de prograder dans le bassin qui subit une subsidence thermique.	
Du Coniacien au Maastrichtien, les sédiments terrigènes se déposent sur la pente (Emery <i>et al.</i> , 1975 ; Dingle et Robson, 1992) et la partie interne de la plate-forme est érodée (Muntingh et Brown, 1993), suggérant que le taux de sédimentation terrigène reste élevé alors que le taux de subsidence thermique diminue.	
<i>Cénomaniens-Paléocène</i>	<i>tectonique gravitaire</i>
La séquence post-rift de la marge Namibie-Afrique du Sud subit une tectonique gravitaire au niveau de la pente. Le mouvement gravitationnel vers la mer s'effectue le long de failles listriques extensives et est compensé au sommet de la pente par du <i>thrusting</i> (Light <i>et al.</i> , 1993; Muntingh & Brown, 1993; Brown <i>et al.</i> , 1995). De plus, le bassin de l'Orange présente au moins trois niveaux de décollement : la séquence condensée du Cénomaniens-Turonien (Muntingh & Brown, 1993), la base du Campanien et la base du Cénozoïque (Jungslager, 1999).	
<i>Oligocène</i>	<i>érosion (Oligocene unconformity) et courant profond</i>
Les sédiments paléogènes sont en grande partie érodés par l' <i>Oligocene unconformity</i> . Des turbidites se déposent tout de même sur la pente (Dingle et Robson, 1992). Celle-ci est affectée par des slumps et est modelée par des courants profonds (Rust et Summerfield, 1990).	
Au cours de l'Oligocène, au Néogène et actuellement, le système du courant de Benguela déplace vers le Nord une part importante des apports terrigènes provenant de la rivière Orange et d'autres rivières plus au Sud. Aujourd'hui, une large partie de la charge en suspension se dépose au niveau du delta de la rivière Orange, le reste étant déplacé plus loin vers le plateau (Siesser, 1978).	
<i>Néogène</i>	<i>dépôts terrigènes</i>
<i>Holocène Moyen</i>	<i>ennoisement</i>
Au Néogène, la sédimentation provient essentiellement des apports terrigènes venant du continent. Alors que le bassin versant de la rivière Orange est de loin le plus important avec 953 000 km ² de superficie, aucun dépôt centre ne marque plus particulièrement son embouchure par rapport à celles des petits bassins versants côtiers.	
Entre 7300 et 6500 ans avant notre ère, une montée de 3 m au-dessus du niveau marin mondial favorise le développement d'un lagon subtidal dans la région de Bogenfels au Sud-Ouest de la Namibie (radiocarbone sur mollusques ; Compton, 2006).	

2. Géologie des sous-bassins.

Les cartes isopaques d'Emery *et al.* (1975), d'EXXON (1985) et la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1985-1990) montrent deux principaux dépôts centres de sédiments dans le segment du Nord de la Namibie au Sud-Ouest de l'Afrique du Sud (Figure 3.5.1) :

- les bassins namibiens de Walvis et de Luderitz
- le bassin de l'Orange *sensu stricto*.

2.1 Le segment de la ride de Walvis à l'Arche de Kudu : les bassins de Walvis et de Luderitz. (Figure 3.5.1)

Les bassins de Walvis et de Luderitz sont des bassins offshore et s'étendent parallèlement à la côte namibienne depuis la ride de Walvis au Nord à l'Arche de Kudu au Sud.

La sédimentation syn-rift.

<i>Tithonien-Hauterivien</i>	<i>grès, conglomérats, argiles, basaltes et SDRs</i>
Les bassins de rift sont remplis de séquences siliciclastiques, fluviatiles et deltaïques (Van Der Spuy, 2003) constituées de grès, de conglomérats ('red-beds') et de rares occurrences d'argiles lacustres. La présence de SDRs atteste celle d'une quantité significative mais non-quantifiée de basaltes (Jungslager, 1999 ; Bauer <i>et al.</i> , 2000 ; Jackson <i>et al.</i> , 2000 ; Mohriak <i>et al.</i> , 2002 ; Van Der Spuy, 2003).	

La sédimentation post-rift.

<i>Hauterivien</i>	<i>grès, conglomérats, basaltes, grès à ciment carbonaté</i>
A l'Hauterivien, les 'red-beds' et les basaltes continuent à se déposer avant de devenir des grès marins peu profond à ciment carbonaté.	
<i>Aptien</i>	<i>argiles</i>
Au début de l'Aptien, un ennoiment majeur permet le dépôt de plus de 500 km de large d'argiles noires anoxiques (Emery <i>et al.</i> , 1975).	
<i>Albien-Paléocène</i>	<i>dépôts terrigènes (carbonates)</i>
A la fin du Crétacé Inférieur, une séquence carbonatée se dépose dans le bassin de Walvis (Jackson <i>et al.</i> , 2000). Entre l'Albien et le Turonien, un mont volcanique contenant des tuffs progradants se forme à l'extrême Est de la ride de Walvis.	
De l'Albien au Paléocène, la sédimentation est toutefois essentiellement terrigène avec la progradation d'une plate-forme siliciclastique au fur et à mesure de l'arrivée massive et continue d'apports terrigènes (Rust & Summerfield, 1990).	
<i>Cénozoïque</i>	<i><1,5 km dépôts terrigènes (carbonates)</i>
Les sédiments paléogènes sont en grande partie érodés par l' <i>Oligocene unconformity</i> . Des turbidites se déposent tout de même sur la pente du bassin (Dingle et Robson, 1992).	
Au Cénozoïque, la sédimentation est essentiellement terrigène, avec cependant un taux environ deux fois moindre qu'au Crétacé.	

Au Plio-Pléistocène, 600 m d'argiles, avec un nombre croissant de niveaux d'argiles noires riches en carbone organique, se déposent au niveau du puits ODP 175-1084 situé entre le bassin de Walvis et celui de Luderitz.

D'autre part, la concentration en opale est particulièrement importante dans le Nord du bassin de Walvis, au niveau des puits ODP 175-1082 et 1083, au Pliocène Supérieur et au Pléistocène Inférieur.

2.2 Le segment de l'Arche de Kudu à la zone de fracture d'Aghulas : le bassin de l'Orange. (Figure 3.5.1)

Le bassin de l'Orange s'étend de l'Arche de Kudu au Nord à la zone de fracture d'Aghulas au Sud. L'embouchure actuelle de la rivière Orange se situe au Sud de l'Arche de Kudu et les sédiments qu'elle transporte se déposent dans cette région depuis le Coniacien (Rust & Summerfield, 1990).

La sédimentation syn-rift.

<i>Tithonien-Hauterivien</i>	<i>grès, conglomérats, argiles, basaltes et SDRs</i>
------------------------------	--

Les bassins de rift sont remplis de séquences siliciclastiques, fluviales et deltaïques (Van Der Spuy, 2003) constituées de grès, de conglomérats ('red-beds') et de rares occurrences d'argiles lacustres. La présence de SDRs atteste celle d'une quantité significative mais non-quantifiée de basaltes (Jungslager, 1999 ; Bauer *et al.*, 2000 ; Jackson *et al.*, 2000 ; Mohriak *et al.*, 2002 ; Van Der Spuy, 2003).

La sédimentation post-rift.

<i>Crétacé Inférieur</i>	<i>grès, conglomérats, basaltes, grès à ciment carbonaté argiles</i>
--------------------------	--

A l'Hauterivien, les 'red-beds' et les basaltes continuent à se déposer avant de devenir des grès marins peu profond à ciment carbonaté.

Au Crétacé Inférieur, les sédiments forés dans le Sud du bassin, au site DSDP 40-361, sont essentiellement des argiles carbonatées et des grès. La lithologie reste la même jusqu'à la fin du Crétacé Inférieur, bien que les argiles deviennent moins carbonatées.

<i>Aptien</i>	<i>400 m grès et argiles</i>
<i>Albien-Maastrichtien</i>	<i>600 m argiles</i>

A l'Aptien, près de 400 m de grès et d'argiles se déposent dans le Sud du bassin au niveau du puits DSDP 40-361. Entre l'Albien et le Maastrichtien, cette séquence est recouverte par environ 600 m d'argiles.

De plus, les argiles marines du Cénomanien-Turonien ont été condensés et servent de niveau de décollement (Muntingh & Brown, 1993).

<i>Paléogène</i>	<i>50 m argiles</i>
------------------	---------------------

Les sédiments paléogènes sont en grande partie érodés par l'*Oligocene unconformity*. Dans le Sud du bassin, seulement 50 m environs d'argiles pélagiques datées du Paléocène Supérieur sont forées au niveau du puits DSDP 40-361. Des turbidites se déposent tout de même sur la pente du bassin (Dingle et Robson, 1992).

A partir de l'Eocène, la sédimentation pélagique devient plus carbonatée comme l'atteste les premiers sédiments datés de l'Eocène Supérieur forés au niveau du puits ODP 175-1087 au centre du bassin.

Néogène

carbonates

Au Néogène, la sédimentation est également pélagique à dominante carbonatée (cf. le puits ODP 175-1085 dans le Nord du bassin, les puits ODP 175-1086 et 175-1087 dans le centre du bassin et le puits DSDP 40-361 dans le Sud du bassin). La sédimentation peut localement être associée sur la plate-forme à des zones de quelques km de diamètre de carbonates comme à l'embouchure de la rivière Orange et au large de Cape Town (Dingle *et al.*, 1983).

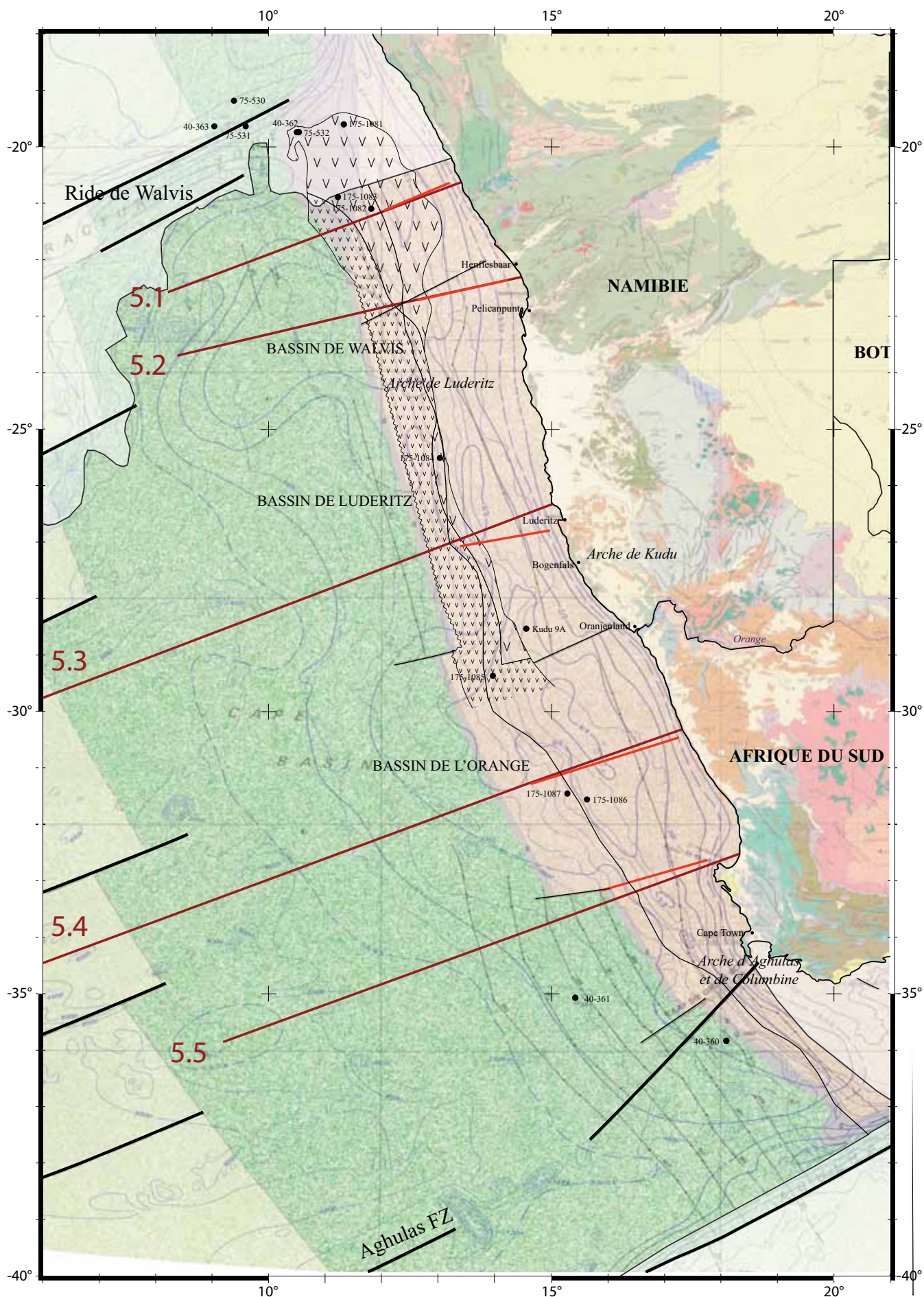





Figure 3.5.1 : Extrait de la carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5 000 000 (1990) centré sur le bassin de l'Orange (Légende en p 161).

Légende du domaine continental / Continental domain legend



AB pays “Ab”
 •CDE capitale “Cde”
 •Fgh ville “Fgh”

MASSIF massif montagneux
Bassin sous-bassin
 — *fleuve ou lac*

-  bassin évaporitique
-  plate-forme carbonatée
-  volcanisme

Légende du domaine marin / Marine domain legend



— transition océan-continent (OCB)

== zone de fracture (nom FZ)

x.n — trait de coupe de la n^{ème} coupe du x^{ème} bassin

- A puits “A”
- a puits “a” (à titre indicatif)

**Chapitre 4 : Résultats -
Mesure des flux terrigènes
sur les coupes régionales et les cinq segments de marge**

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les résultats des mesures de flux terrigènes obtenus à l'aide de la méthode développée au chapitre 2. Ces mesures ont été effectuées à deux échelles : (1) au niveau des 37 coupes régionales et (2) au niveau de la marge ouest-africaine découpée en cinq segments de marge. Ce chapitre est ainsi composé de cinq parties décrivant chacune un segment de marge, du Nord au Sud.

• *Les coupes régionales :*

La figure 4.intro.1 liste le nom et la longueur des 37 coupes extrapolées, les références des coupes de la bibliographie, leur longueur et indique si l'échelle originale de profondeur est en "seconde temps double" (TWT).

La première figure de chacune des parties, numéroté 4.n.intro, présente pour le n^{ième} segment de marge :

- les références des coupes régionales issues de la bibliographie,
- un extrait de la carte des âges de la croûte océanique (UNESCO, 2004) centré sur le segment de marge avec la localisation des traits de coupe (1) des coupes de la bibliographie (en orange) et (2) des coupes levées sous Gocad (en rouge),
- toutes les coupes levées sous Gocad sur lesquelles sont positionnées les coupes de la bibliographie (fond gris foncé) redessinées. Des rectangles de couleur indiquent l'âge de la croûte océanique en bas de chaque coupe.

Chacune des 37 coupes régionales est extrapolée à partir des données suivantes :

- la coupe régionale de la bibliographie redessinée,
- les isobathes du socle selon Emery (1975), du socle selon Exxon (1985), du réflecteur "D" d'Emery (1975) et du fond sous-marin, intersectés par la coupe levée sous Gocad,
- l'âge de la croûte océanique (UNESCO, 2004), et éventuellement
- des données de puits (DSDP, ODP, IODP,...).

Le manque de données amène à formuler plusieurs scénarios d'extrapolation qui seront présentés et discutés. Les différents scénarios d'extrapolation sont ainsi à l'origine de l'incertitude sur les mesures de la vitesse de sédimentation. Le scénario le plus cohérent avec les données est toutefois sélectionné (hypothèse à privilégier). Lorsqu'aucun critère ne permet de faire cette sélection, l'hypothèse à privilégier est choisie en fonction des scénarios préférés pour les coupes les plus proches.

La synthèse de l'évolution géodynamique de la marge et de l'histoire géologique des sous-bassins effectuée dans le chapitre 3 a permis d'estimer la composition lithologique de chacune des coupes sous la forme de pourcentage. Nous avons ainsi pu enlever pour chaque intervalle stratigraphique donné, le volume dû aux carbonates, évaporites, roches volcaniques (épanchements et sédiments volcano-clastiques), phosphates et altérites pour ne garder que les roches terrigènes et obtenir le flux sédimentaire terrigène.

Pour chaque coupe, pour chaque intervalle stratigraphique et pour chaque scénario, quatre mesures au cours du temps ont ainsi été déterminées (Annexe 13) :

	coupe extrapolée	bibliographie	coupe extrapolée	coupe de la bibliographie	
1. Marge atlantique du Maroc	1.1 Mazagan	Ruellan, 1985	560,13 km	403,83 km	
	1.2 Doukkala Nord	Davison, 2005	565,65 km	102,08 km	TWT
	1.3 Doukkala Sud	Hafid <i>et al.</i> , 2007	477,82 km	172,01 km	TWT
	1.4 Essaouira	Hafid <i>et al.</i> , 2007	1704,23 km	253,78 km	TWT
	1.5 Tarfaya	Davison, 2005	1412,92 km	293,52 km	
	1.6 Cap Boujdour Nord	ElKhatib <i>et al.</i> , 1995	1430,80 km	180,44 km	
	1.7 Cap Boujdour Sud	Heyman, 1989	1357,93 km	346,04 km	
	1.8 Dakhla Nord	Labails, 2007	612,82 km	612,82 km	
	1.9 Dakhla Sud	Labails, 2007	440,66 km	440,66 km	
2. Marge MSGBC	2.1 Mauritanie Nord	Wissmann, 1982	1718,92 km	88,34 km	
	2.2 Mauritanie Sud	Villeneuve <i>et al.</i> , 1991	1940,76 km	212,04 km	
	2.3 Sénégal Nord	Guiraud, 1987	1895,51 km	368,81 km	
	2.4 Sénégal Sud	Guiraud, 1987	1855,58 km	388,11 km	
	2.5 Guinée Bissau Nord	Bungener, 1995b	584,25 km	179,57 km	
	2.6 Guinée Bissau Sud	Stoeklin, 1987	1437,14 km	319,45 km	
3. Marge Nord du Golfe de Guinée	3.1 Côte d'Ivoire Ouest	McGregor, 2003	835,03 km	55,95 km	
	3.2 Côte d'Ivoire	Caprona, 1992	837,71 km	48,49 km	
	3.3 Côte d'Ivoire Est	McGregor <i>et al.</i> , 2003	887,56 km	56,26 km	
	3.4 Ghana	McGregor <i>et al.</i> , 2003	996,17 km	55,75 km	
	3.5 Togo	McGregor <i>et al.</i> , 2003	987,98 km	52,84 km	
	3.6 Benin	McGregor <i>et al.</i> , 2003	1026,81 km	67,73 km	
	3.7 Nigeria	Haack <i>et al.</i> , 2000	1000,95 km	323,46 km	
	3.8 Benue	Benkhelil, 1989	2295,09 km	1002,35 km	
4. Marge Sud du Golfe de Guinée	4.1 Guinée Equatoriale	Turner, 1995	231,73 km	64,43 km	
	4.2 Gabon	Mbina <i>et al.</i> , 2003	588,09 km	296,56 km	
	4.3 Congo	Séranne & Anka, 2005	1195,03 km	885,76 km	
	4.4 Angola A	Marton <i>et al.</i> , 2000	1198,84 km	249,71 km	
	4.5 Angola A-B	Lavier, 2001	1404,27 km	92,50 km	
	4.6 Angola B	Marton <i>et al.</i> , 2000	1550,77 km	323,63 km	
	4.7 Angola B-C	Hudec <i>et al.</i> , 2004	1557,63 km	370,10 km	
	4.8 Angola C	Marton <i>et al.</i> , 2000	1628,03 km	254,10 km	
	4.9 Angola D	Marton <i>et al.</i> , 2000	1605,73 km	217,18 km	
5. Marge Namibie-Afrique du Sud	5.1 Namibie A	Aizawa <i>et al.</i> , 2000	724,84 km	193,19 km	TWT
	5.2 Namibie B	Aizawa <i>et al.</i> , 2000	663,39 km	196,56 km	TWT
	5.3 Namibie C	Aizawa <i>et al.</i> , 2000	1253,28 km	174,03 km	TWT
	5.4 Orange 1	Brown <i>et al.</i> , 1995	1636,62 km	268,45 km	
	5.5 Orange 2	Brown <i>et al.</i> , 1995	1028,37 km	173,02 km	

Figure 4.intro.1: Noms des 37 coupes extrapolées par segment de marge. Références des coupes de la bibliographie, leur longueur et indication si l'échelle de profondeur est en "seconde temps double" (TWT).

- le taux de sédimentation (en km/Ma) c'est-à-dire la quantité de sédiments déposés en moyenne verticalement le long du réfecteur t_2 divisée par la période de sédimentation (t_2-t_1) (Figure 2.12),
- le taux de sédimentation pondéré par le pourcentage de sédiments terrigènes (en km/Ma),
- l'aire A, de forme plus ou moins sigmoïdale, des sédiments déposés en coupe (en km²),
- l'aire A pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes (en km²).

De plus, les figures illustrant les différents scénarios d'extrapolation des coupes présentent sur leur partie droite deux histogrammes illustrant le taux de sédimentation et l'aire au cours du temps. Un trait rouge indique la valeur une fois pondérée.

Remarque sur l'extrapolation : Au niveau du prisme sédimentaire, le socle d'Exxon (1985) (en rouge) correspond généralement mieux au socle donné par les coupes de la bibliographie que celui d'Emery (1975). Cependant, en l'absence d'une isopaque nulle sur la carte d'Exxon (1985), l'interpolation prolonge l'isopaque d'épaisseur 1 km vers l'Ouest : la profondeur du socle selon Exxon (1985) est exagérée et le socle selon Emery (1975) (en vert) est donc à privilégier vers le large.

Précision sur le calcul de la vitesse de sédimentation : les différents taux de sédimentation calculés au Trias s'appuient sur la séquence dessinée en violet foncé sur les coupes sans ajouter la séquence rose du sel et est utilisée pour le calcul des trois hypothèses du début du rifting de l'Atlantique Central (251, 228 et 216,5 Ma).

• *Les mesures de volumes de sédiments terrigènes sur les segments de marge :*

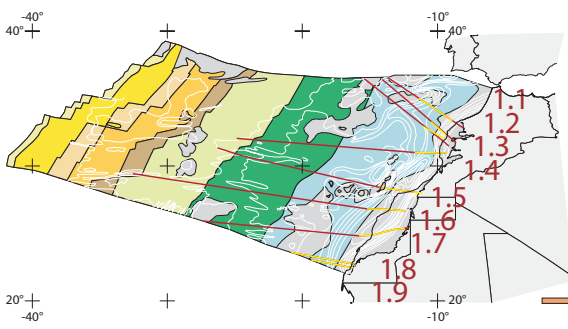
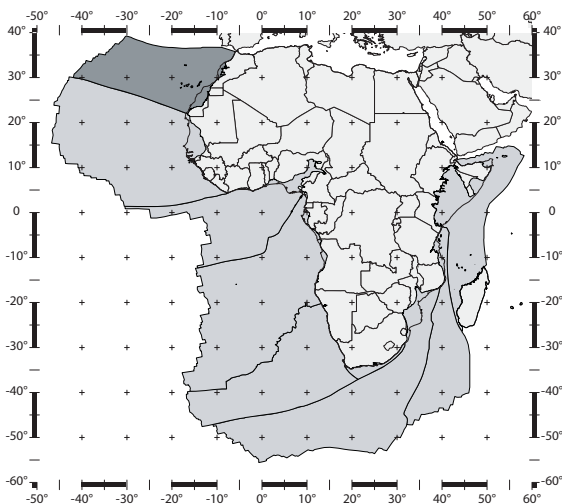
Afin d'obtenir le volume de sédiments terrigènes à l'échelle des segments de marge, les mesures de flux effectuées au niveau des coupes régionales extrapolées successives (mesure verticale en km/Ma) doivent être intégrées à l'échelle de la surface active de sédimentation du segment de marge (mesure horizontale en km²).

Pour chaque segment de marge, la surface de sédimentation est illustrée à l'aide de la première figure du deuxième paragraphe composée d'une succession de cartes représentant cette surface à un stade donné. La surface de sédimentation évoluant au cours du temps, son étendue doit être connue à un plus grand nombre de stades possible. Or le choix des différents stades d'évolution est imposé par la résolution stratigraphique des coupes extrapolées, données de base pour la construction des cartes (cf. chapitre 2, paragraphe 2.2).

Les stades d'évolution sont ainsi choisis à la limite supérieure d'une séquence stratigraphique décrite par toutes, ou une grande partie, des coupes extrapolées. Lorsque le découpage stratigraphique d'une coupe diffère de ce choix, les points amont et aval décrivant l'étendue de la surface active au stade voulu, sont déterminés au prorata de la durée à l'aide des points amont et aval connus aux limites stratigraphiques précédentes et suivantes (Annexe 14).

Lors de la construction de chacune des cartes, chaque hypothèse utilisée lors de l'extrapolation des coupes amène à construire une surface de sédimentation plus ou moins étendue. Les surfaces de sédimentation maximale, moyenne et minimale décrivent ainsi l'incertitude sur les surfaces de sédimentation. D'autre part, le scénario correspondant à l'hypothèse d'extrapolation préférée amène à un scénario préféré d'étendue de la surface de sédimentation.

1. Marge atlantique du Maroc



Davison, I. (2005) Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, **43**, pp. 254-274.

El Khatib, J. (1995) Etude structurale et stratigraphique du Sud de la marge continentale atlantique Marocaine : Bassin de Tarfaya-Laayoune, *thèse de doctorat de l'Université de Nice, Sophia Antipolis* (non publiée).

Hafid, M., Tari, G., Bouhadioui, I., El Moussaid, H., Echarfaoui, A., Ait Salem, M., Nahim, M., Dakki, M., Samaka, F. (2007) Atlantic Bassins Chapter 6 in *Geology of Morocco*, Eds. Frizon de Lamotte, D., Michard, A. (non publié).

Heyman, M.A. (1989) Tectonic and depositional history of the Moroccan Continental Margin in *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*, Eds. Tankard, A., Balkwill, H., AAPG Memoir, **46**, pp. 323-340.

Labails, C., (2007) La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique Central, *thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, spécialité Géosciences Marines*, 269 pages (vol.1&2).

Ruellan, E., Auzende, J.-M., (1985) Structure et évolution du plateau sous-marin de El-Jadida (Mazagan, Ouest Maroc). *Bulletin Société Géologique de France*, **8 t.1**, pp. 103-114.

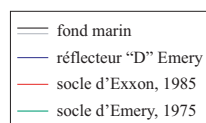
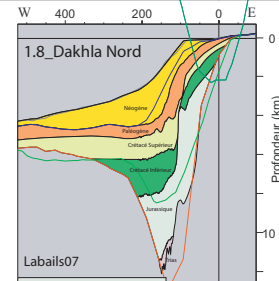
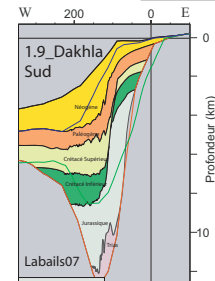
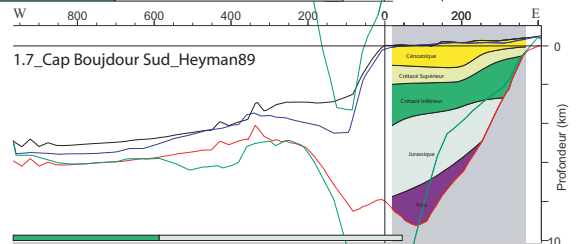
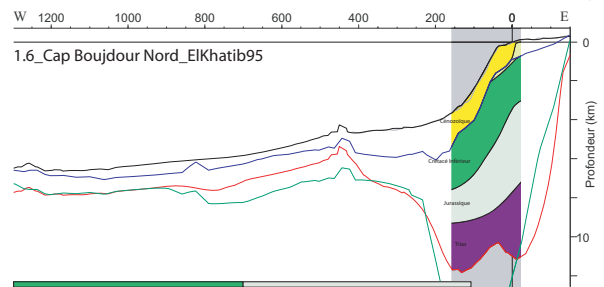
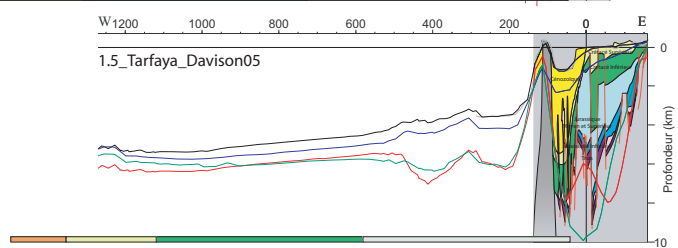
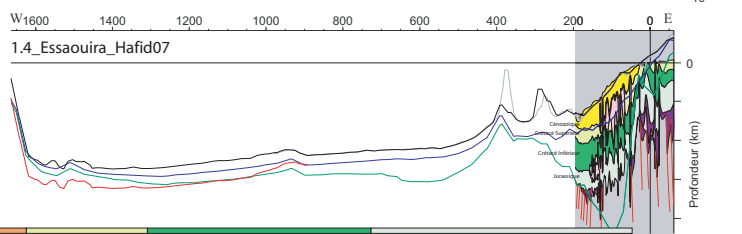
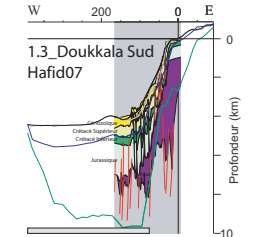
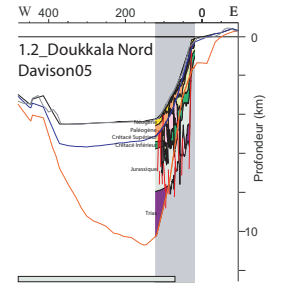
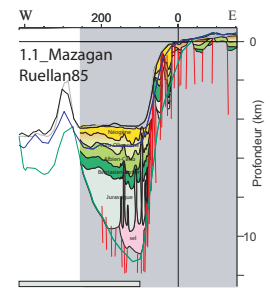


Figure 4.1.intro : Les neuf coupes choisies pour décrire la marge atlantique du Maroc et leur position sur la carte de la marge (trait jaune pour la coupe de la bibliographie et trait rouge pour la coupe levée sous Gocad). Les coupes de la bibliographie redessinées (fond gris foncé) sont positionnées sur les coupes levées sous Gocad.



Partie 1 : Marge atlantique du Maroc

1. Les coupes extrapolées.

Dans la marge atlantique du Maroc, neuf coupes de la bibliographie ont été extrapolées (Figures 4.1.1 à 4.1.9). La figure 4.1.10 reprend la figure 4.1.intro en intégrant pour chaque coupe la meilleure hypothèse d'extrapolation.

Hafid (2007) propose une coupe de l'ordre de 60 km de long dans le bassin de Rhab-Mamora. Mais les incertitudes sur le positionnement de la coupe, l'échelle verticale en TWT et une plus faible résolution temporelle du découpage stratigraphique que celle des autres coupes du bassin, ont contraint à ne pas utiliser cette coupe mais à prolonger, malgré les incohérences, les données de la coupe 1.1_Mazagan vers le Nord.

1.1_Mazagan (Figure 4.1.1)

La coupe de Mazagan se situe dans le Nord du bassin de Doukkala au niveau d'El Jadida et au large. D'orientation SE-NW, ses 560 km se découpent en 5 parties :

- ~150 km des grabens en onshore (coupe de Ruellan, 1985)
- ~70 km du plateau de Mazagan (coupe de Ruellan, 1985, puits DSDP 79-544 et 547)
- ~205 km de la plaine abyssale (coupe de Ruellan, 1985)
- ~40 km du mont sous-marin
- ~95 km de la plaine abyssale (puits DSDP 14-135)

La coupe de Ruellan (1985), longue de 404 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 1, paragraphe 2) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Jurassique	(bleu)		100 ?		
Berriasien-Aptien	(vert foncé)		100 ?		
Albien-Cénomanién	(vert moyen)		100 ?		
Turonien-Oligocène	(vert clair à orange)	100			
Néogène	(jaune foncé)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Au cours du Crétacé Supérieur, une transgression affecte une large partie du bassin du Maroc. Dans la coupe de Ruellan (1985), la limite entre le Cénomanién et le Turonien est une surface érosive qui sépare deux séquences stratigraphiques. Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) (en bleu) date probablement du Turonien et va servir de guide à l'extrapolation vers le NW. En effet, l'intervalle entre le réflecteur «D» et le plancher océanique contient deux séquences stratigraphiques (Turonien-Oligocène et Néogène) d'épaisseur similaire au niveau de la coupe de Ruellan (1985). Extrapoler ces deux séquences vers le NW revient donc à séparer en deux l'intervalle décrit par les réflecteurs bleu et noir. En outre, l'incertitude du tracé laisse peu de place pour formuler différentes hypothèses.

- Hypothèse sur l'onlap au niveau du mont sous-marin

L'extrapolation au niveau du mont sous-marin soulève deux hypothèses sur le dessin de l'onlap des trois séquences stratigraphiques :

A : Les séquences remontent en mimant la topographie permettant de caler le sommet de la séquence Albien-Cénomanién au réflecteur bleu tout en gardant l'épaisseur de chaque séquence. Cette hypothèse modifie légèrement le tracé de la coupe de Ruellan (1985) mais semble plus harmonieuse.

B : La coupe de Ruellan (1985) atteignant presque le mont sous-marin, chaque limite de séquence est prolongée à l'horizontal.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence du Jurassique

L'extrapolation de cette coupe se confronte ensuite au problème de l'épaisseur de la séquence jurassique sur la plaine abyssale après le mont sous-marin. Au Jurassique, la croûte océanique atteint la limite NW de la coupe et la dépasse même un peu. Une sédimentation jurassique y a probablement en lieu mais n'a pas été forcée par le puits DSDP 14-135 et son épaisseur est certainement inférieure à celle qu'elle atteint dans le reste de la plaine abyssale (plusieurs km). Le réflecteur bleu étant daté du Turonien, l'intervalle entre le socle et ce réflecteur contient les trois séquences stratigraphiques inférieures. Le seul guide aidant à découper cet intervalle est l'application de l'hypothèse que, hors événement particulier, le rapport relatif entre les épaisseurs des séquences stratigraphiques reste semblable tout le long de la coupe.

Les deux hypothèses sont construites de la manière suivante :

A : La limite inférieure de la séquence Berriasien-Aptien est placée à la même profondeur au NW qu'au SE du mont sous-marin mais sa limite supérieure tient compte de l'épaisseur générale de la séquence Albien-Cénomanién : cette limite suit le mouvement du réflecteur bleu et reste plus haut. Par conséquent, la limite inférieure de la séquence Berriasien-Aptien, placée par rapport à son épaisseur, est plus haute : il s'agit de l'hypothèse d'une épaisseur maximale de la séquence Jurassique.

B : Les limites inférieure et supérieure de la séquence Berriasien-Aptien sont placées à la même profondeur au NW qu'au SE du mont sous-marin. Cette séquence garde la même épaisseur vers le NW mais plonge légèrement afin de biseauter la séquence jurassique : il s'agit de l'hypothèse d'une moindre épaisseur de la séquence Jurassique. Remarque : la séquence Albien-Cénomanién, dessinée par défaut, semble légèrement plus épaisse.

Le puits DSDP 14-135 n'est pas assez profond pour atteindre la limite inférieure de l'Albien, mais laisse à penser qu'elle est assez proche : l'hypothèse d'une séquence Albien-Cénomanién moindre (hypothèse A) est donc à privilégier.

1.2_Doukkala Nord (Figure 4.1.2)

La coupe de Doukkala Nord se situe dans le Sud du bassin de Doukkala au niveau de Safi et au large. D'orientation SE-NW, ses 565 km se découpent en 4 parties :

- ~95 km du bassin onshore
- ~115 km de la pente continentale (coupe de Davison, 2005)
- ~260 km de la plaine abyssale
- ~95 km d'un mont sous-marin

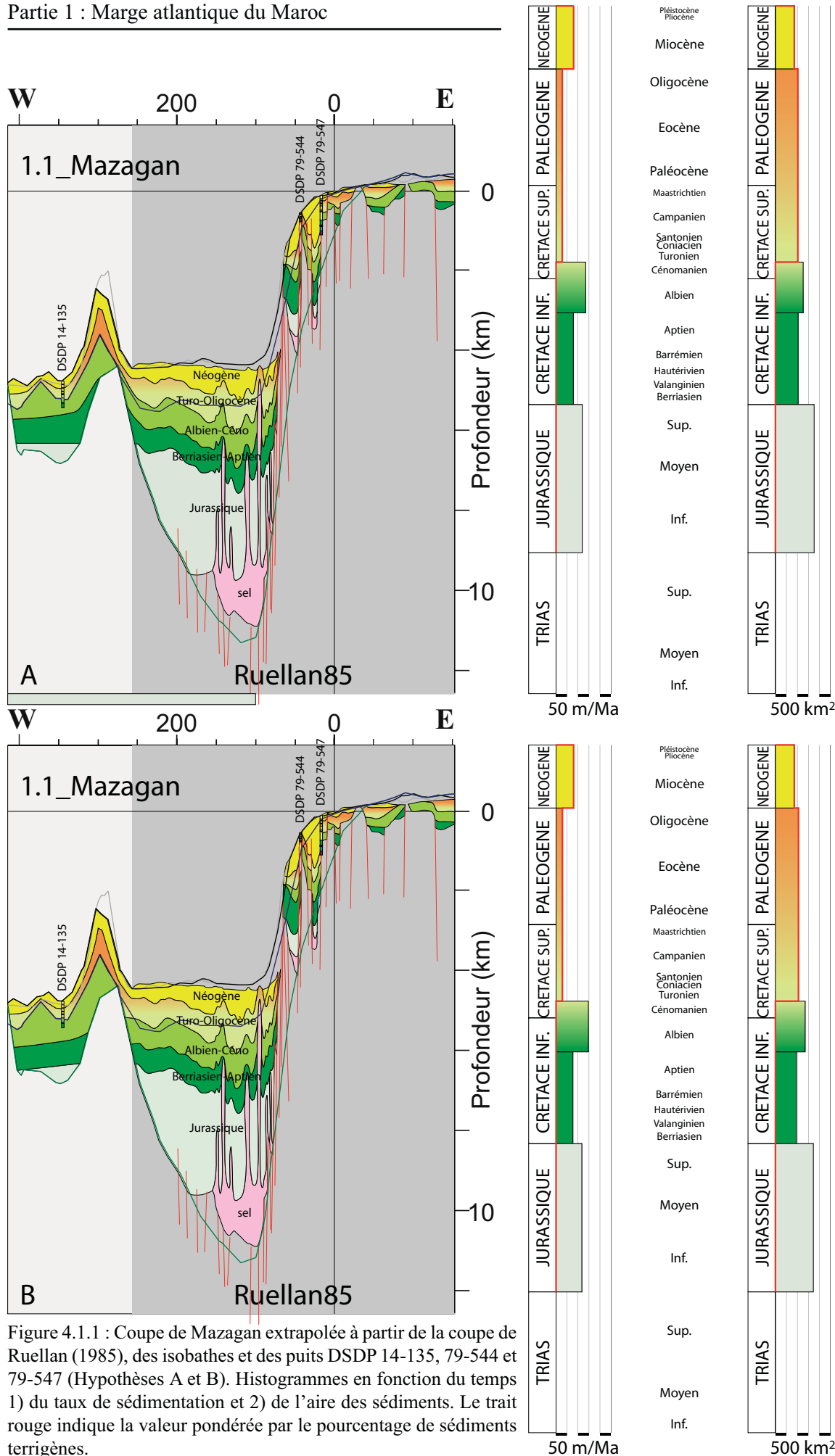


Figure 4.1.1 : Coupe de Mazagan extrapolée à partir de la coupe de Ruellan (1985), des isobathes et des puits DSDP 14-135, 79-544 et 79-547 (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

La coupe de Davison (2005), longue de 102 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 1, paragraphe 2) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	75		20	5
Jurassique	(bleu)		100 ?		
Crétacé Inférieur	(vert foncé)		100 ?		
Crétacé Supérieur	(vert clair)		100 ?		
Paléogène	(orange)	100			
Néogène	(jaune foncé)	100 ?			

La coupe de Davison (2005), basée sur des données sismiques industrielles, est en seconde temps double (TWT). La conversion en profondeur kilométrique se fait en appliquant une des deux lois de vitesse (en m/s) construites à partir du puits DSDP 50-416 (hypothèse A) ou du puits DSDP 50-415 (hypothèse B) créant ainsi deux coupes issues de la bibliographie différentes, à l'origine de deux hypothèses d'extrapolation.

	A	B
sel	4500	4500
Trias	3300	4460
Jurassique	3300	4460
Crétacé Inférieur	2270	3840
Crétacé Supérieur	1920	1400
Paléogène	1925	1700
Néogène	1780	2300
tranche d'eau	1480	1480

Discussion des scénarios d'extrapolation :

La partie SE de la coupe laisse peu de marge de manoeuvre pour l'extrapolation. La carte géologique de l'Afrique indique que le Jurassique et même le Trias affleurent à l'extrême Est de la coupe. La séquence triasique remplit probablement le prisme dessiné par le socle d'Exxon (1985). La séquence Jurassique de la coupe de Davison (2005) la recouvre en discordance et se poursuit avec la même épaisseur vers le SE. Les séquences supérieures se biseautent peut être l'une après l'autre dans le bassin onshore.

- *Hypothèse sur l'âge du réflecteur «D» d'Emery (1975) (en bleu)*

L'extrapolation de cette coupe se confronte à l'incertitude de l'âge du réflecteur «D» d'Emery (1975). Cet âge doit refléter un événement important tel une discordance ou une limite de séquence. D'après la profondeur des limites de séquences stratigraphiques au NW des deux coupes issues de la bibliographie, le réflecteur bleu peut correspondre à la limite supérieure (hypothèse A) ou inférieure (hypothèse B) de la séquence Crétacé Supérieur. Une fois cette limite attribuée, les autres limites sont prolongées vers le NW en tenant compte des proportions des épaisseurs de séquences.

Plus au Sud de la coupe, le puits DSDP 50-416 indique une lacune du Crétacé Supérieur vers le large. L'hypothèse avec une épaisseur moindre du Crétacé Supérieur (hypothèse A) est donc privilégiée. Cette préférence s'appuie également sur la proximité du réflecteur bleu et de la limite supérieure de la séquence Crétacé Supérieur au niveau de la coupe de la bibliographie.

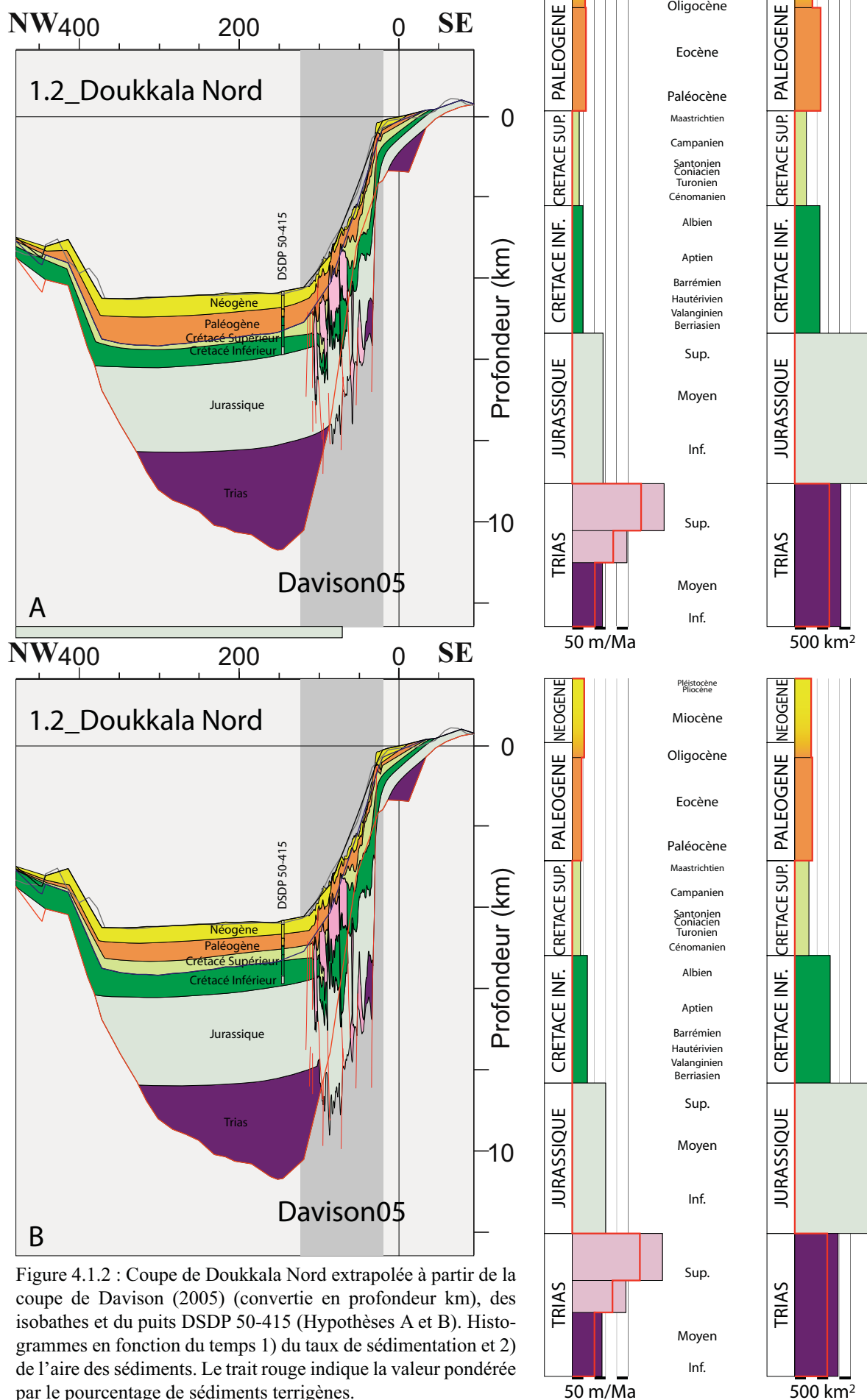


Figure 4.1.2 : Coupe de Doukkala Nord extrapolée à partir de la coupe de Davison (2005) (convertie en profondeur km), des isobathes et du puits DSDP 50-415 (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

1.3_Doukkala Sud (Figure 4.1.3)

La coupe de Doukkala Sud se situe dans l'extrémité Sud du bassin de Doukkala entre Safi et Essaouira et au large. D'orientation SE-NW, ses 480 km se découpent en 3 parties :

- ~ 90 km du bassin onshore (puits MAC1)
- ~120 km de la pente continentale (coupe d'Hafid, 2007)
- ~270 km de la plaine abyssale (puits DSDP 50-416)

La coupe d'Hafid (2007), longue de 172 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 1, paragraphe 2) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	75		20	5
Jurassique	(bleu)		100 ?		
Crétacé Inférieur	(vert foncé)		100 ?		
Crétacé Supérieur	(vert clair)		100 ?		
Cénozoïque	(jaune)	100 ?			

La coupe d'Hafid (2007) est en seconde temps double (TWT). La conversion en profondeur kilométrique se base sur la loi de vitesse (en m/s) construite à partir du puits DSDP 50-416 :

sel	4500
Trias	3300
Jurassique	3300
Crétacé Inférieur	2270
Crétacé Supérieur	1920
Cénozoïque	1876
tranche d'eau	1480

Discussion des scénarios d'extrapolation :

La limite inférieure et supérieure du Jurassique sont prolongées vers le SE et le NW en conservant l'épaisseur donnée par la coupe d'Hafid (2007) et le puits MAC1 et en mimant la topographie du plancher océanique.

- Hypothèse sur l'érosion cénozoïque de la séquence du Crétacé Supérieur

La carte géologique de l'Afrique indique que le Cénozoïque, le Crétacé Supérieur et le Crétacé Inférieur affleurent dans le bassin onshore. A l'Est de la coupe d'Hafid (2007), le Crétacé Inférieur se bisaute et à l'ouest, dans le puits DSDP 50-416, il est absent : le Crétacé Supérieur a plus ou moins été érodé au Cénozoïque. Son extrapolation est difficile et fait l'objet des deux hypothèses suivantes :

A : Le Crétacé Supérieur se bisaute vers le NE. Au large, le Cénozoïque se dépose en discordance sur le Crétacé Inférieur. Ces deux séquences, de même épaisseur, partagent l'espace entre la limite supérieur du Jurassique et le plancher océanique en deux.

B : Le réflecteur «D» (en bleu), supposé d'âge Cénomanién, sépare le Crétacé Inférieur et le Crétacé Supérieur. Le Crétacé Supérieur est peu ou pas érodé : il garde la même épaisseur qu'au NW de la coupe d'Hafid (2007).

Le Crétacé Supérieur, mais également l'Aptien, manquant au niveau du puits DSDP 50-416, l'érosion cénozoïque est à prendre en compte et l'hypothèse A à privilégier.

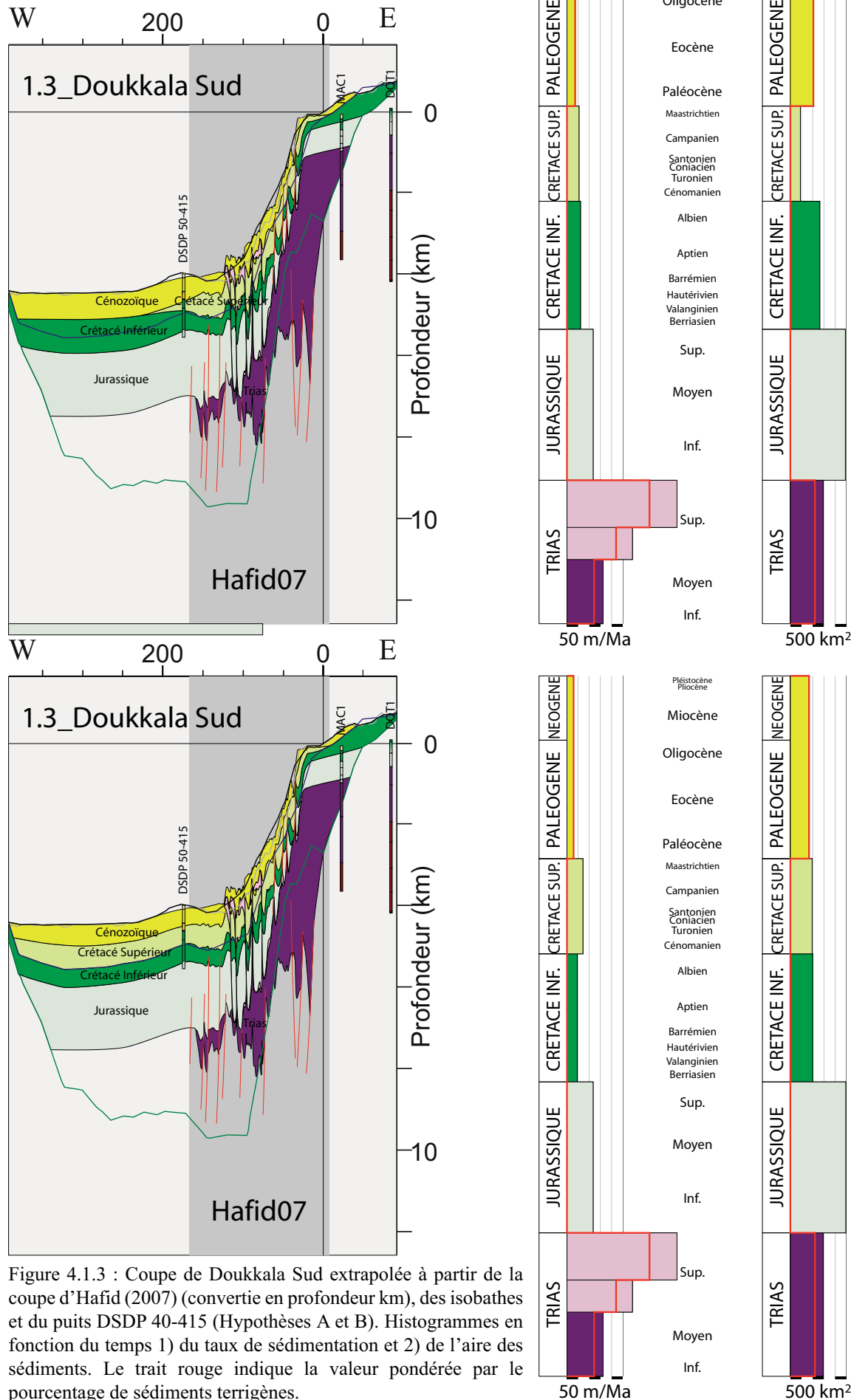


Figure 4.1.3 : Coupe de Doukkala Sud extrapolée à partir de la coupe d'Hafid (2007) (convertie en profondeur km), des isobathes et du puits DSDP 40-415 (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

1.4 _Essaouira (Figure 4.1.4)

La coupe d'Essaouira se situe dans le bassin d'Essaouira-Agadir entre Essaouira et Agadir et au large. D'orientation Est-Ouest, ses 1705 km se découpent en 5 parties :

- ~ 60 km du bassin onshore (coupe d'Hafid, 2007)
- ~240 km de la pente continentale (coupe d'Hafid, 2007 et puits DSDP 50-415)
- ~160 km du mont sous-marin
- ~1200 km de la plaine abyssale (puits DSDP 157-951)
- ~45 km du mont sous-marin

La coupe d'Hafid (2007), longue de 254 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 1, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	75		20	5
Jurassique	(bleu)	20	75	5	
Crétacé Inférieur	(vert foncé)	50	50		
Crétacé Supérieur	(vert clair)	<100			
Cénozoïque	(jaune)	90		10	

La coupe d'Hafid (2007) est en seconde temps double (TWT). La conversion en profondeur kilométrique se base sur la loi de vitesse (en m/s) construite à partir du puits DSDP 50-415 :

sel	4500
Trias	3800
Jurassique	3300
Crétacé Inférieur	3300
Crétacé Supérieur	2200
Cénozoïque	1600
tranche d'eau	1480

Discussion des scénarios d'extrapolation :

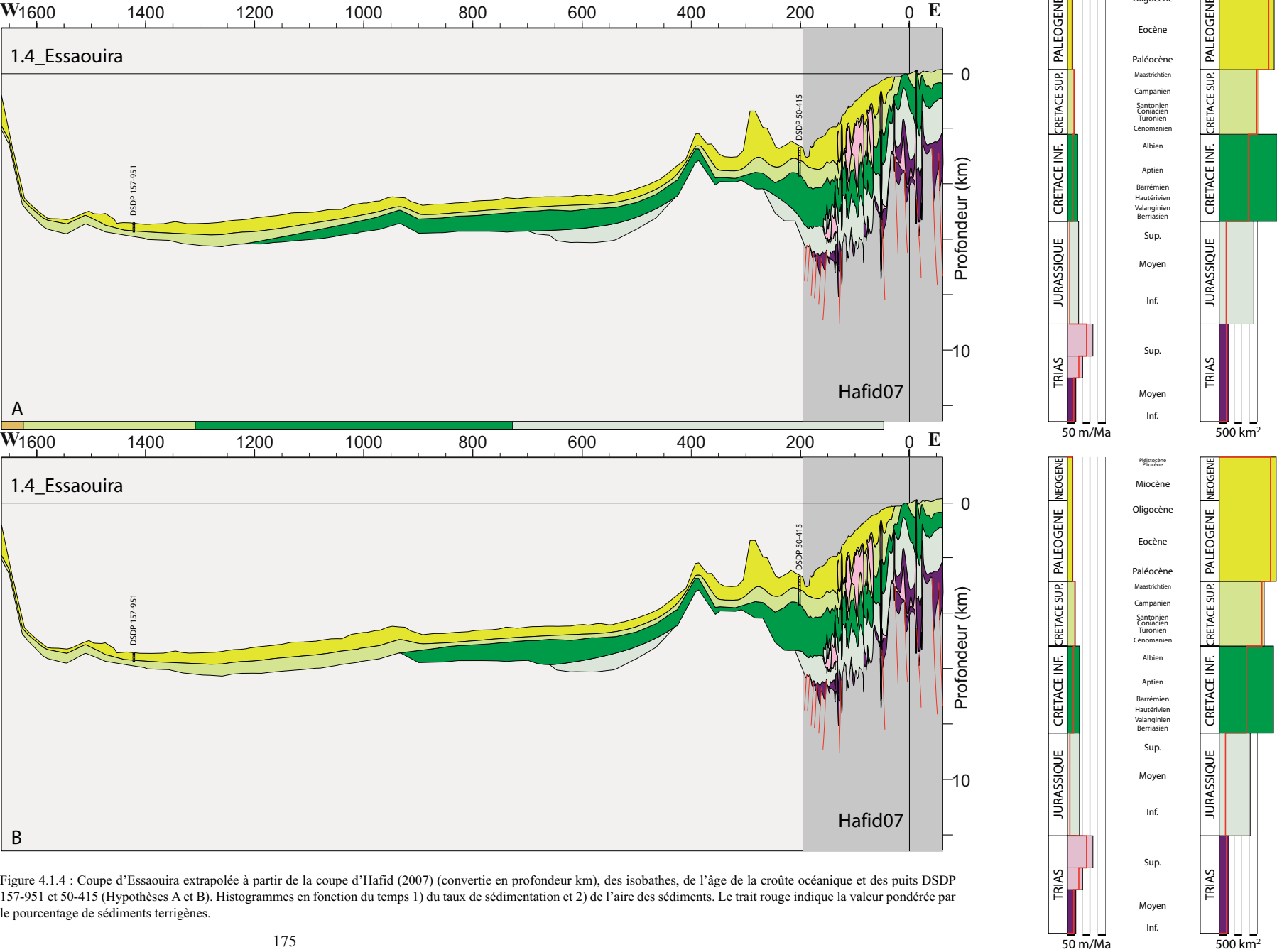
- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Jurassique et au Crétacé Inférieur

La plaine abyssale de cette coupe étant très longue, l'extrapolation se confronte essentiellement au problème de l'étendue du bassin sédimentaire et fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A) donnée par l'âge de la croûte océanique et une hypothèse d'étendue moindre (hypothèse B).

L'extrapolation de cette coupe ne fixe pas d'âge pour le réflecteur «D» (en bleu) qui ne sert qu'à guider le tracé. Il marquera successivement la fin du Crétacé Supérieur puis celle du Crétacé Inférieur pour les deux hypothèses.

A l'Ouest de la coupe d'Hafid (2007), les limites tendent à remonter comme la topographie du plancher océanique. Cette tendance peut être exploitée en prolongeant la limite supérieure du Jurassique assez haut sur le mont sous-marin (hypothèse A).

Aucun critère ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une étendue maximale (hypothèse A) est à relativiser.



1.5_Tarfaya (Figure 4.1.5)

La coupe de Tarfaya se situe dans le Nord du bassin de Tarfaya-Laâyoune entre Chebeika et Tarfaya et au large du bassin. D'orientation Est-Ouest, ses 1410 km se découpent en 4 parties :

- ~155 km du bassin onshore (coupe d'Hafid, 2007 ; puis Cheibeka)
- ~ 90 km de la pente continentale (coupe d'Hafid, 2007 ; puits Cap Juby)
- ~ 60 km du mont sous-marin
- ~1105 km de la plaine abyssale (puits DSDP 157-953, 952 et 950)

La coupe d'Hafid (2007), longue de 294 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 1, paragraphe 4) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	75		20	5
Jurassique Inférieur	(bleu foncé)	50		50	
Jurassique Moy. et Sup.	(bleu clair)	15?	85?		
Crétacé Inférieur	(vert foncé)	90?	10?		
Crétacé Supérieur	(vert clair)	20?	80?		
Cénozoïque	(jaune)	90	10		

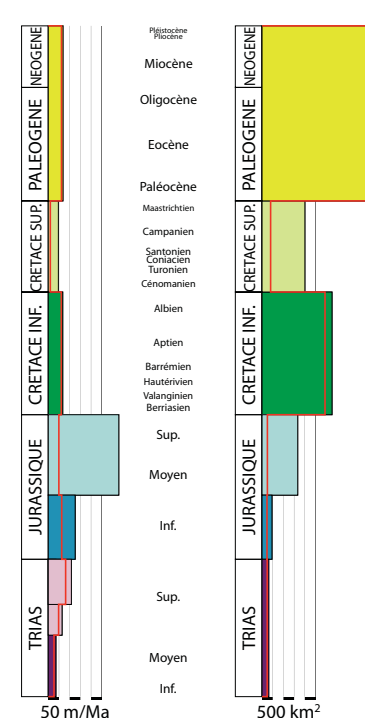
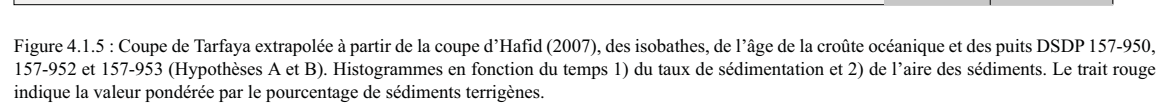
Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) est nettement intra-Cénozoïque. Le puits DSDP 157-953 n'étant pas assez profond pour atteindre le Crétacé Supérieur, la limite inférieure de la séquence cénozoïque est placée à l'aide de sa profondeur et de son épaisseur dans la coupe d'Hafid (2007).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Jurassique et au Crétacé Inférieur

La plaine abyssale de cette coupe étant très longue, l'extrapolation se confronte essentiellement au problème de l'étendue du bassin sédimentaire et fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A) donnée par l'âge de la croûte océanique, et une hypothèse d'étendue moindre pour laquelle aucun sédiment ne se dépose au delà du mont sous-marin, au Jurassique (hypothèse B).

Aucun critère ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une étendue maximale (hypothèse A) est à relativiser.



1.6_Cap Boujdour Nord (Figure 4.1.6)

La coupe du Cap Boujdour Nord se situe dans le Sud du bassin de Tarfaya-Laâyoune entre Tarfaya et le Cap Boujdour. D'orientation E-O, ses 1430 km se découpent en 5 parties :

- ~150 km du bassin onshore (puits Corc 15-1)
- ~155 km de la pente continentale (puits Alisio-1, DSDP 47-397)
- ~245 km de la plaine abyssale
- ~ 60 km du mont sous-marin
- ~820 km de la plaine abyssale

Les trois puits décrits par El Khatib (1995) s'étendent sur 180 km de long en forant 4 des 5 séquences stratigraphiques présentes dans la coupe du Cap Boujdour Nord (avec une estimation de leur composition ; chapitre 3, partie 1, paragraphe 5) :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	75-90?		0-20?	5-10
Jurassique	(bleu)		100		
Crétacé Inférieur	(vert foncé)	100			
Crétacé Supérieur	(vert clair)		100		
Cénozoïque	(jaune)	60-70?	30-40?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Au niveau du puits Alisio-1, le réflecteur «D» (en bleu) passe à la profondeur de la limite Crétacé Supérieur-Cénozoïque. Pour cette coupe, le réflecteur «D» sera donc supposé cénozoïque et dessine la limite inférieure de la séquence Cénozoïque dans le bassin offshore. Cependant, cette surface est nettement érosive puisque le puits DSDP 47-397 indique une lacune du Barrémien au Paléogène. A l'Ouest de la coupe d'El Khatib (1995), le réflecteur bleu sépare donc le Cénozoïque du Crétacé Inférieur et la limite inférieure du Crétacé Inférieur est prolongée vers l'Ouest à l'aide de l'épaisseur de sa séquence.

Au niveau du mont sous-marin, l'intervalle entre le socle et le réflecteur bleu peut laisser supposer que le Crétacé Supérieur ait été moins érodé. Le parti a été pris de diviser cet intervalle en deux entre le Crétacé Inférieur (2/3) et le Crétacé Supérieur (1/3).

L'extrapolation de la coupe d'El Khatib (1995) vers l'Est s'appuie sur l'épaisseur des séquences Crétacé Inférieur, Crétacé Supérieur et Cénozoïque dans le puits Corc-1. L'épaisseur relative des séquences Cénozoïque et Crétacé Supérieur étant inversée dans ce puits, le réflecteur «D» (en bleu) guide plutôt la limite inférieure de la séquence du Crétacé Supérieur que sa limite supérieure dans le bassin onshore.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence du Jurassique

Aucun des trois puits n'étant assez profond pour atteindre le sommet du Trias, l'épaisseur de la séquence du Jurassique est une inconnue. L'extrapolation (aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest) fait appel à une hypothèse d'épaisseur maximale (hypothèse A) et une hypothèse d'épaisseur minimale (hypothèse B) du Jurassique.

Aucun critère ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une épaisseur maximale (hypothèse A) est à relativiser.

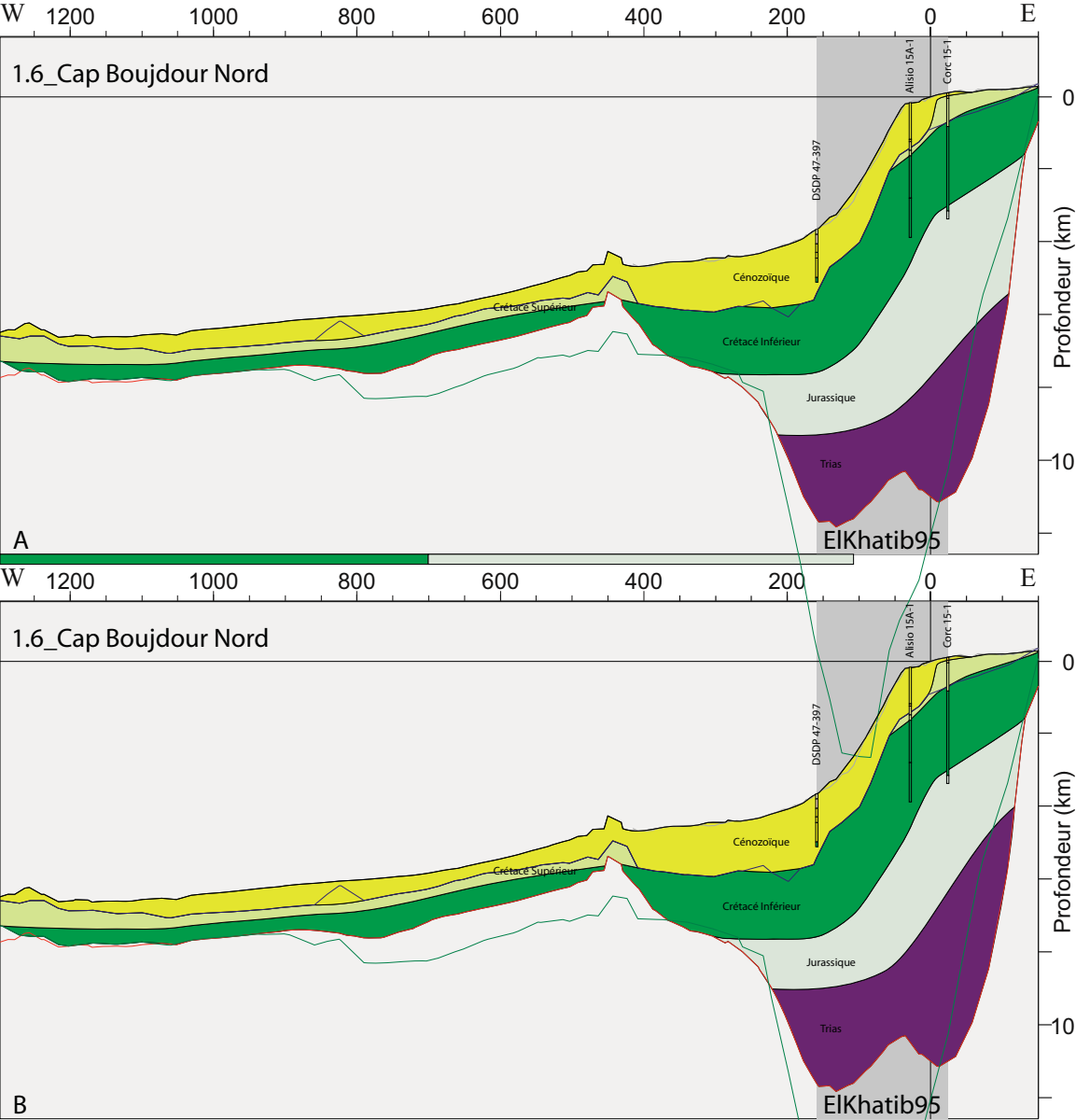
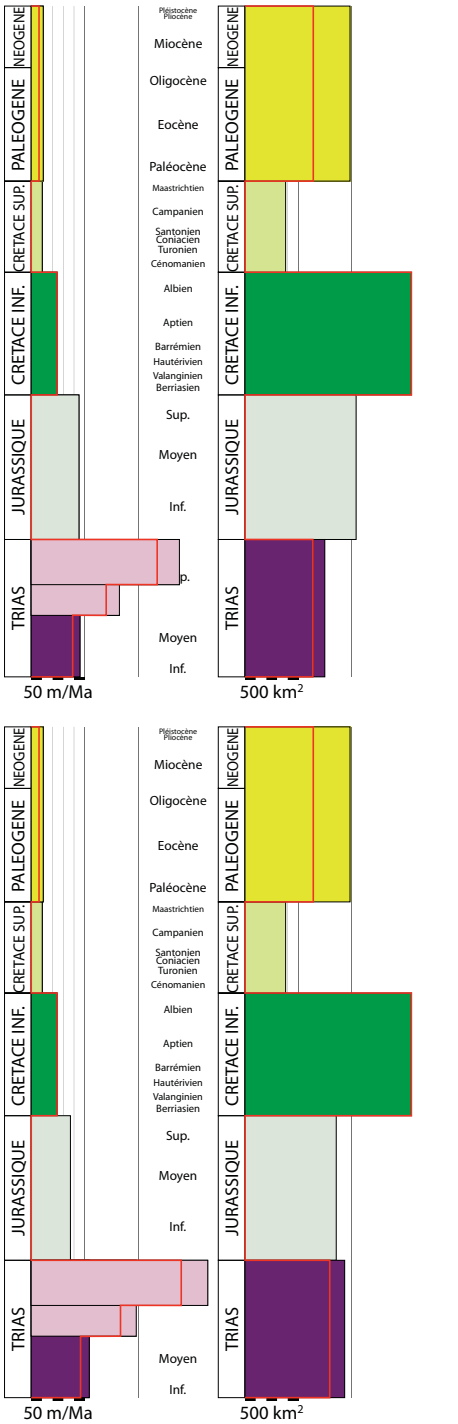


Figure 4.1.6 : Coupe du Cap Boujdour Nord extrapolée à partir de la coupe d'El Khatib (1985), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits DSDP 47-397, Alisio 15A-1 et Corc 15-1 (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.



1.7_Cap Boujdour Sud (Figure 4.1.7)

La coupe du Cap Boujdour Sud se situe au centre du bassin de Tarfaya-Laâyoune-Dakhla entre le Cap Boujdour et Ad Dakhla et au large. D'orientation Est-Ouest, ses 1360 km se découpent en 3 parties :

- ~400 km du bassin onshore (coupe d'Heyman, 1989 ; puits Amoseas, Gulf, Spansah)
- ~ 85 km de la pente continentale
- ~875 km de la plaine abyssale (puits DSDP 14-138 (projeté) et 14-137)

La coupe d'Heymann (1989), longue de 346 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 1, paragraphe 5) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	75-90?		0-20?	5-10
Jurassique	(bleu)		100		
Crétacé Inférieur	(vert foncé)	100			
Crétacé Supérieur	(vert clair)		100		
Cénozoïque	(jaune)	60-70?	30-40?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» (en bleu) est supposé cénozoïque et sert à extrapoler la limite inférieure de cette séquence vers l'Ouest. A l'extrême Ouest de la coupe, le puits DSDP 14-137 traverse environ 170 m de Crétacé Supérieur avant d'atteindre le Crétacé Inférieur. Le Crétacé Inférieur se dépose donc sur presque toute la longueur de la coupe et l'intervalle entre le socle et le réflecteur «D» contient le Crétacé Inférieur et Supérieur.

- Hypothèse sur l'érosion cénozoïque de la séquence du Crétacé Supérieur

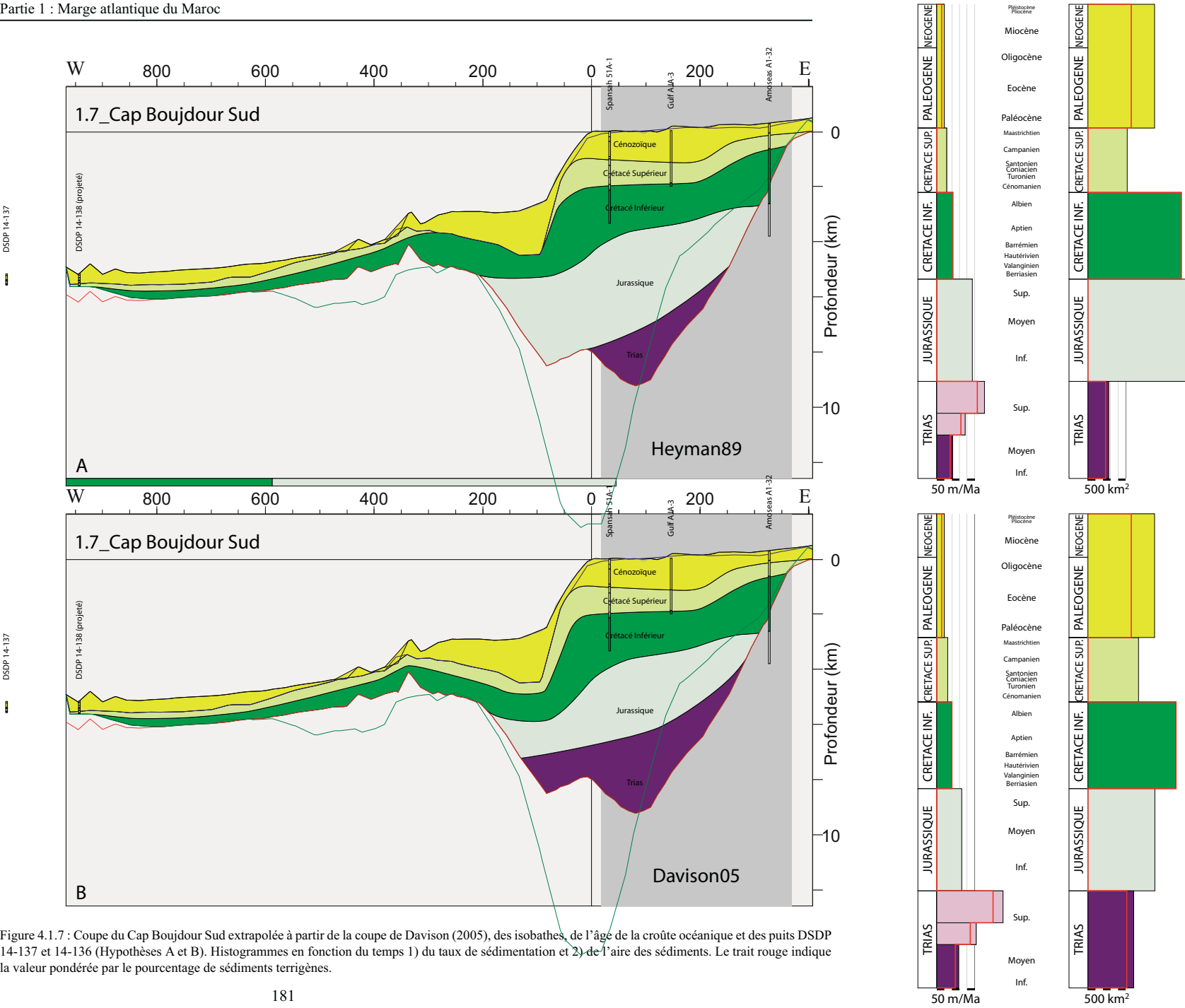
La coupe d'Heyman (1989) précise que la limite supérieure du Crétacé Supérieur a été plus ou moins érodée au Cénozoïque. Son extrapolation est difficile et fait l'objet des deux hypothèses suivantes :

- A : Le Crétacé Supérieur se biseaute au niveau de la pente continentale et le Cénozoïque se dépose en discordance sur le Crétacé Inférieur sur environ 200 km. Un léger accident topographique permet de reprendre une préservation partielle du Crétacé Supérieur vers l'Ouest.
- B : Le Crétacé Supérieur n'est jamais entièrement érodé et garde une faible épaisseur tout le long de l'extrapolation vers l'ouest.

Compte tenu de la nature érosive de la surface cénozoïque, l'hypothèse A est à favoriser.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence du Jurassique

L'épaisseur du Crétacé Inférieur est donnée par le puits Amoseas. Mais celle du Jurassique est inconnue, aucun des trois puits n'étant assez profond pour atteindre le sommet du Trias. L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'épaisseur maximale (hypothèse A) et une hypothèse d'épaisseur minimale (hypothèse B) du Jurassique. Le socle restant à la même profondeur, l'hypothèse d'épaisseur jurassique maximale est aussi celle d'une épaisseur triasique minimale (hypothèse A). Inversement, l'hypothèse d'épaisseur jurassique minimale est aussi celle d'une épaisseur triasique maximale (hypothèse B). Ces deux hypothèses sont aussi plausibles l'une que l'autre.



1.8 *Dakhla Nord* et 1.9 *Dakhla Sud* (Figures 4.1.8 et 4.1.9)

Les coupes de Dakhla Nord et Sud, d'orientation Est-Ouest, se situent dans le bassin de Dakhla entre Ad Dakhla et Nouâdhibou et au large. Les 613 km de la coupe de Dakhla Nord et les 441 km de la coupe de Dakhla Sud se découpent en 3 parties :

~ 96 km du bassin onshore	~100 km du bassin onshore
~182 km de la pente continentale	~223 km de la pente continentale
~335 km de la plaine abyssale	~118 km de la plaine abyssale

Les deux coupes de Labails (2007) se composent de 4 ou 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 1, paragraphe 5) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias Moyen-Supérieur	(violet foncé)	75-90?		0-20?	5-10
Jurassique-Berriasien	(bleu)	0-10?	90-100?		
Valanginien-Albien	(vert foncé)	100			
Crétacé Supérieur	(vert clair)		100		
Cénozoïque	(jaune)	60-70?	30-40?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Les coupes de Labails (2007) sont assez longues pour toucher la limite Sud de la marge atlantique du Maroc. Aucune extrapolation n'est donc nécessaire. Cependant, les données sismiques à l'origine de ces coupes n'ont pas fait l'objet d'une interprétation stratigraphique poussée et il convient de donner un âge aux principaux réflecteurs. Les deux réflecteurs les plus profonds sont facilement attribuables à la fin du Trias et au Berriasien.

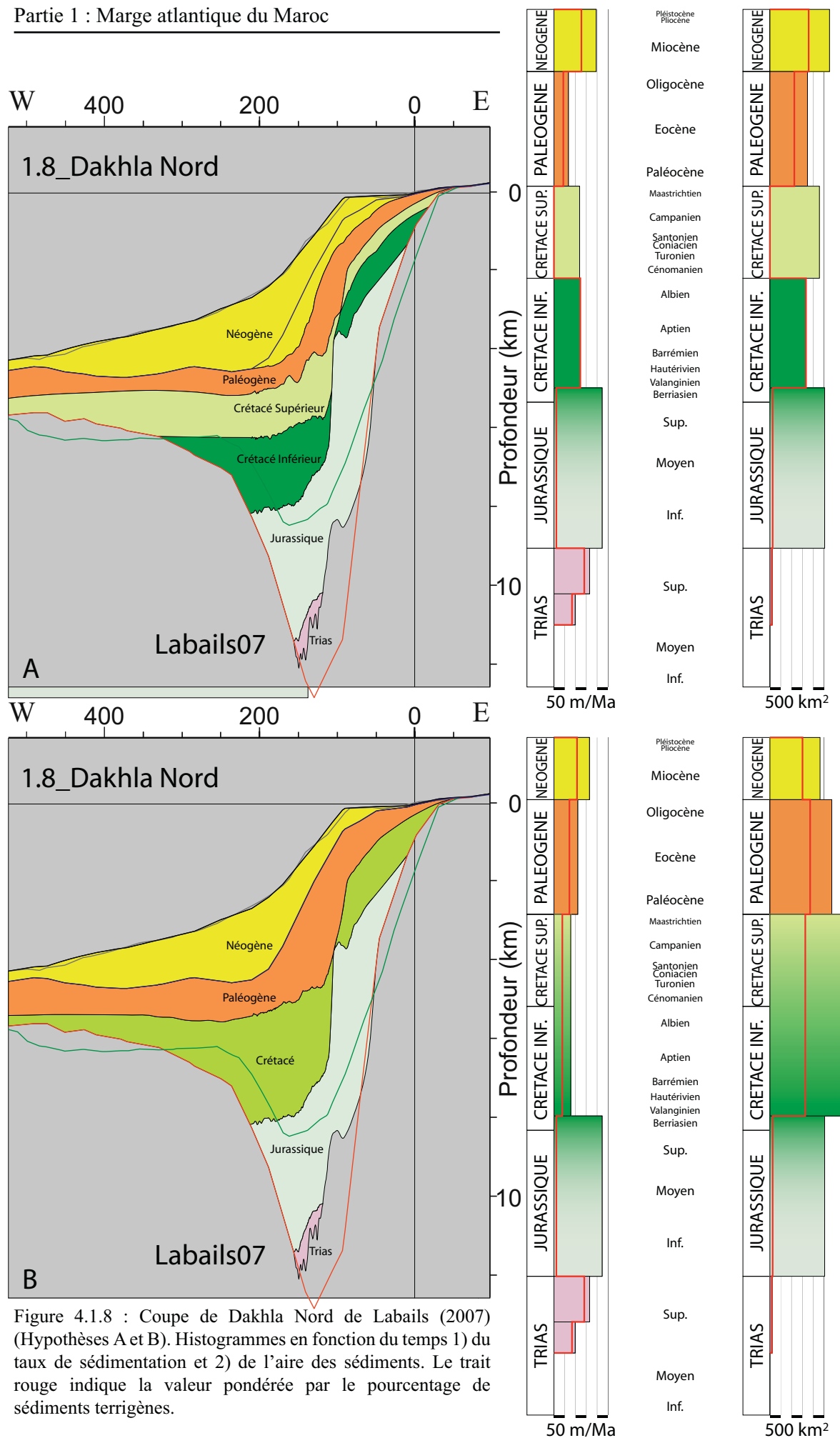
- Hypothèse sur l'âge de plusieurs réflecteurs

Un réflecteur partiel présent au niveau du plateau continental marque certainement la limite entre le Crétacé Supérieur et le Paléogène mais il est difficile de trouver son équivalent dans la plaine abyssale et deux hypothèses peuvent être formulées :

A : un réflecteur légèrement plus profond que le réflecteur «D» est attribué à la fin du Crétacé Supérieur. Un autre réflecteur, situé entre ce réflecteur (Crétacé Supérieur) et le réflecteur jurassique est alors attribué à la fin du Crétacé Inférieur. Le réflecteur «D» est attribué à la fin du Paléogène dans la partie Ouest de la coupe. Enfin, un réflecteur partiel est utilisé dans la partie Est de la coupe pour prolonger le réflecteur Crétacé Supérieur vers l'Est en tenant compte de l'épaisseur paléogène fixée à l'Ouest de la coupe (entre le réflecteur Crétacé Supérieur et le réflecteur «D»).

B : Le réflecteur «D» (en bleu) est attribué à la fin du Paléogène tout le long de la coupe. Dans la partie Est de la coupe, il décrit avec le réflecteur partiel du plateau continental du Crétacé Supérieur l'épaisseur de la séquence Paléogène. Ce dernier est alors prolongé vers l'Ouest par un réflecteur partiel plus profond que dans l'hypothèse A. Enfin, aucun des réflecteurs partiels présents dans l'intervalle entre ces réflecteurs Crétacé Supérieur et le réflecteur jurassique ne semble être le plus adapté pour marquer la limite Crétacé Inférieur-Crétacé Supérieur.

L'hypothèse A a le mérite de présenter un découpage possible du Crétacé.



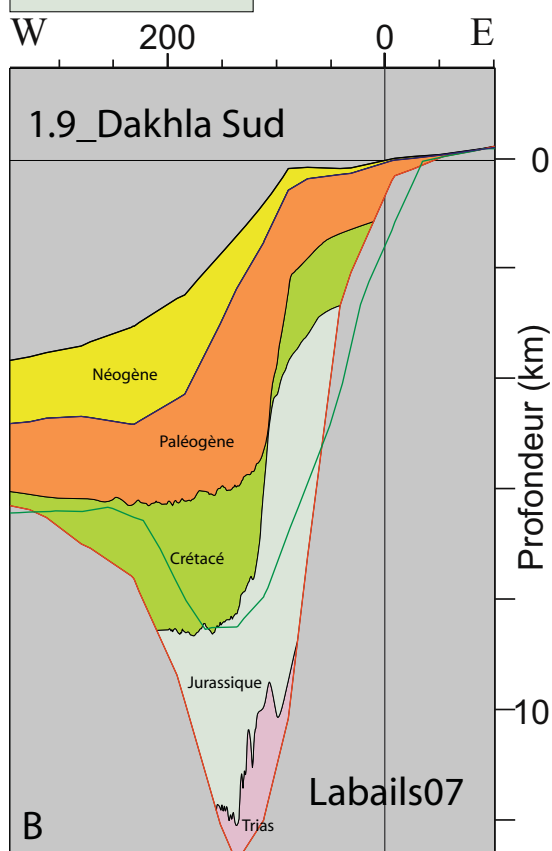
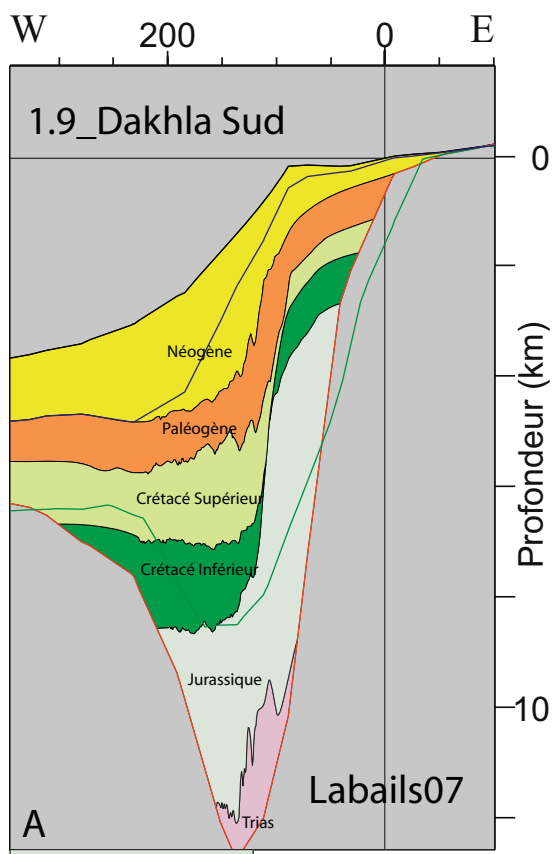
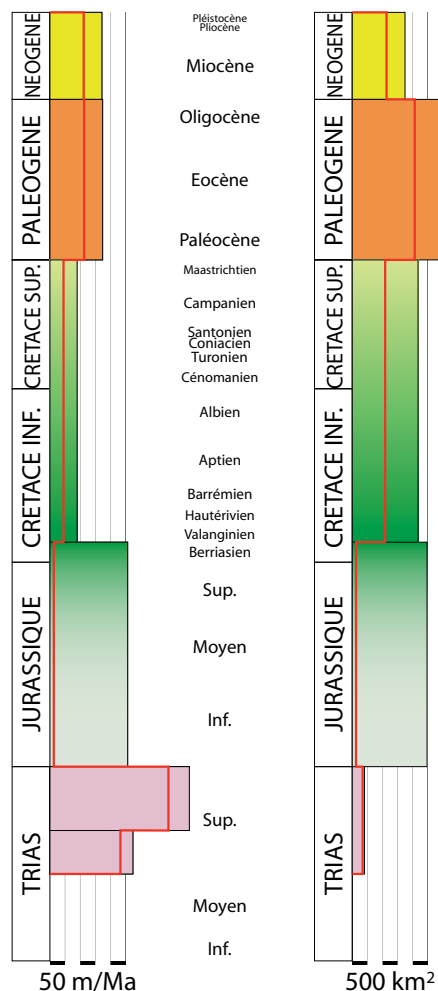
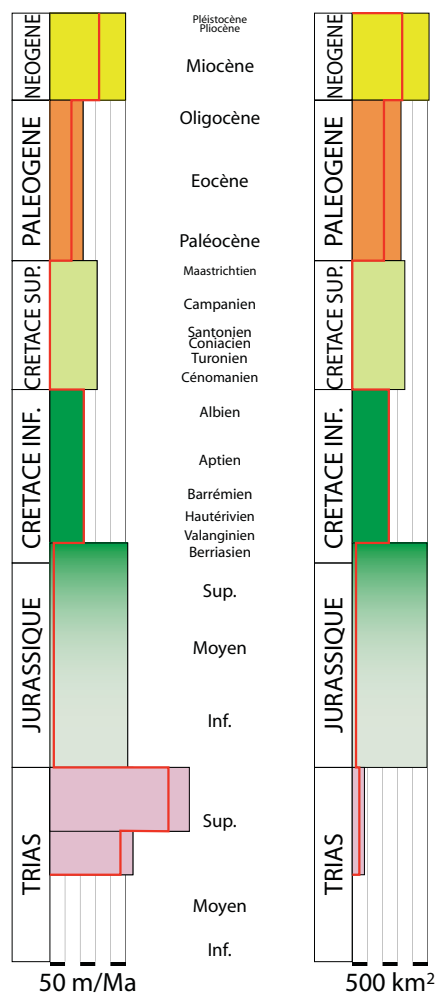


Figure 4.1.9 : Coupe de Dakhla Sud de Labails (2007) (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.



1. Marge atlantique du Maroc

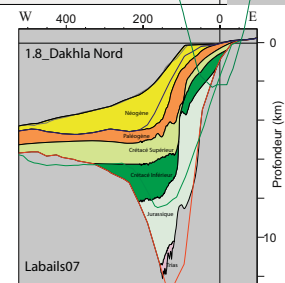
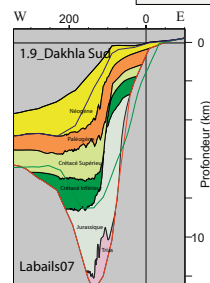
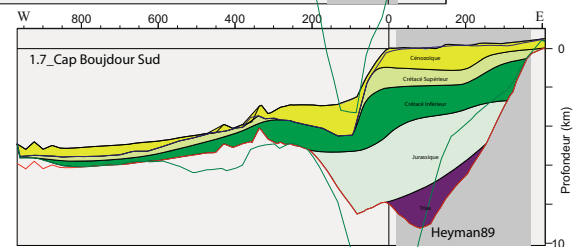
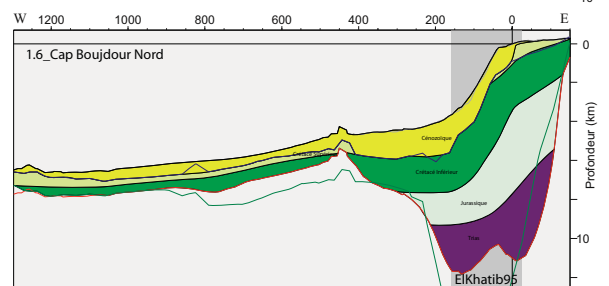
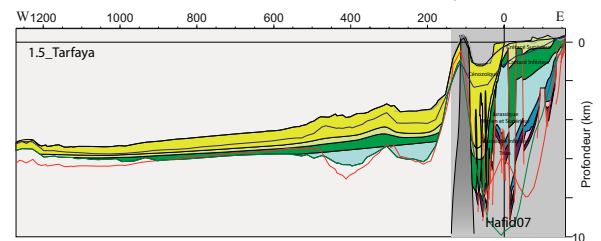
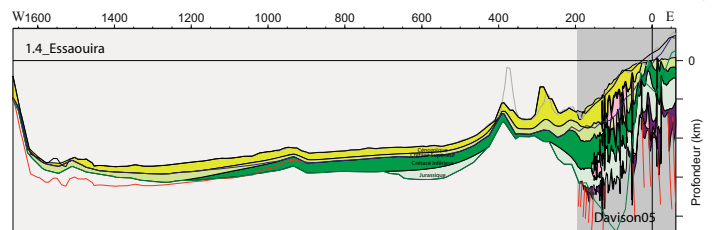
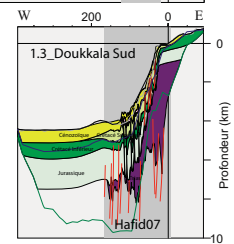
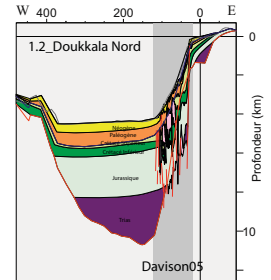
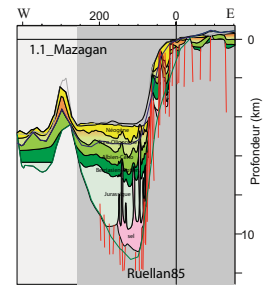
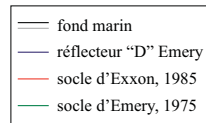
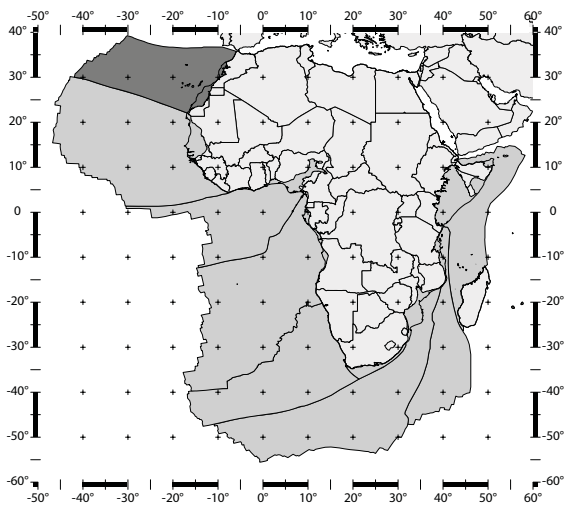


Figure 4.1.10 : Les neuf coupes extrapolées préférées pour la marge atlantique du Maroc.

2. La surface de sédimentation au cours du Méso-Cénozoïque.

La faible résolution stratigraphique des coupes extrapolées ne permet de connaître l'étendue de la surface de sédimentation qu'à 5 époques du Méso-Cénozoïque. La figure 4.1.10 représente la surface de sédimentation sur un extrait de la carte des âges de la croûte océanique (UNESCO, 2004) à la fin de chacune de ces 5 périodes.

Dans la marge atlantique du Maroc, la surface active de sédimentation ne cesse de croître au cours du Méso-Cénozoïque.

Au Trias, la sédimentation se dépose dans des grabens étroits, excepté à l'extrême Nord de la marge. Les deux scénarios construits à l'aide des différentes hypothèses d'extrapolation des coupes ne diffèrent que très légèrement.

Au Jurassique, la plate-forme carbonatée se développe sur toute la marge sur environ 400 km de large. Les îles Canaries au large de Tarfaya incitent à construire un scénario d'étendue maximale englobant les îles (scénario préféré) et un scénario d'étendue minimale les excluant.

Au Crétacé Inférieur, les sédiments se déposent sur environ 400 km de large dans le Nord de la marge, sur près de 1200 km dans le Sud de la marge et sur moins de 100 km au large du bassin de Dakhla. La différence des deux scénarios, essentiellement localisée dans le centre de la marge, est faible.

Au Crétacé Supérieur, la surface de sédimentation est similaire voir moindre dans le Nord de la marge, augmente légèrement dans le Sud de la marge et s'étend enfin sur plus de 1000 km au large du bassin de Dakhla. La différence des deux scénarios se trouve au large de Doukkala, le scénario d'étendue minimale évoquant la possibilité d'une étendue moindre au Crétacé Supérieur qu'au Crétacé Inférieur.

La surface de sédimentation actuelle est donnée en amont par la limite orientale du bassin actuel et en aval par l'isopaque 0 d'après Emery (1984). Large d'environ 1000 km dans les 3/4 Nord de la marge, elle atteint 2500 km dans le Sud. D'autre part, le littoral actuel, long d'environ 2120 km, se trouve beaucoup plus au large qu'il ne l'a été lors du remplissage passé de la marge. Les sédiments déposés alors affleurent au niveau des 168 000 km² de bassin onshore et subissent l'action de l'érosion.

Le tableau suivant répertorie l'aire (en 10⁶ km²) de la surface de sédimentation étape par étape selon un scénario d'étendue maximale et un scénario d'étendue minimale et précise quel scénario est considéré comme le meilleur.

	maximale	minimale	préférée
Actuel			2,139.10 ⁶ km ²
Crétacé Supérieur	1,655.10 ⁶ km ²	1,603.10 ⁶ km ²	minimale
Crétacé Inférieur	1,519.10 ⁶ km ²	1,460.10 ⁶ km ²	maximale
Jurassique	0,743.10 ⁶ km ²	0,593.10 ⁶ km ²	maximale
Trias	0,256.10 ⁶ km ²	0,245.10 ⁶ km ²	maximale

1. Marge atlantique du Maroc

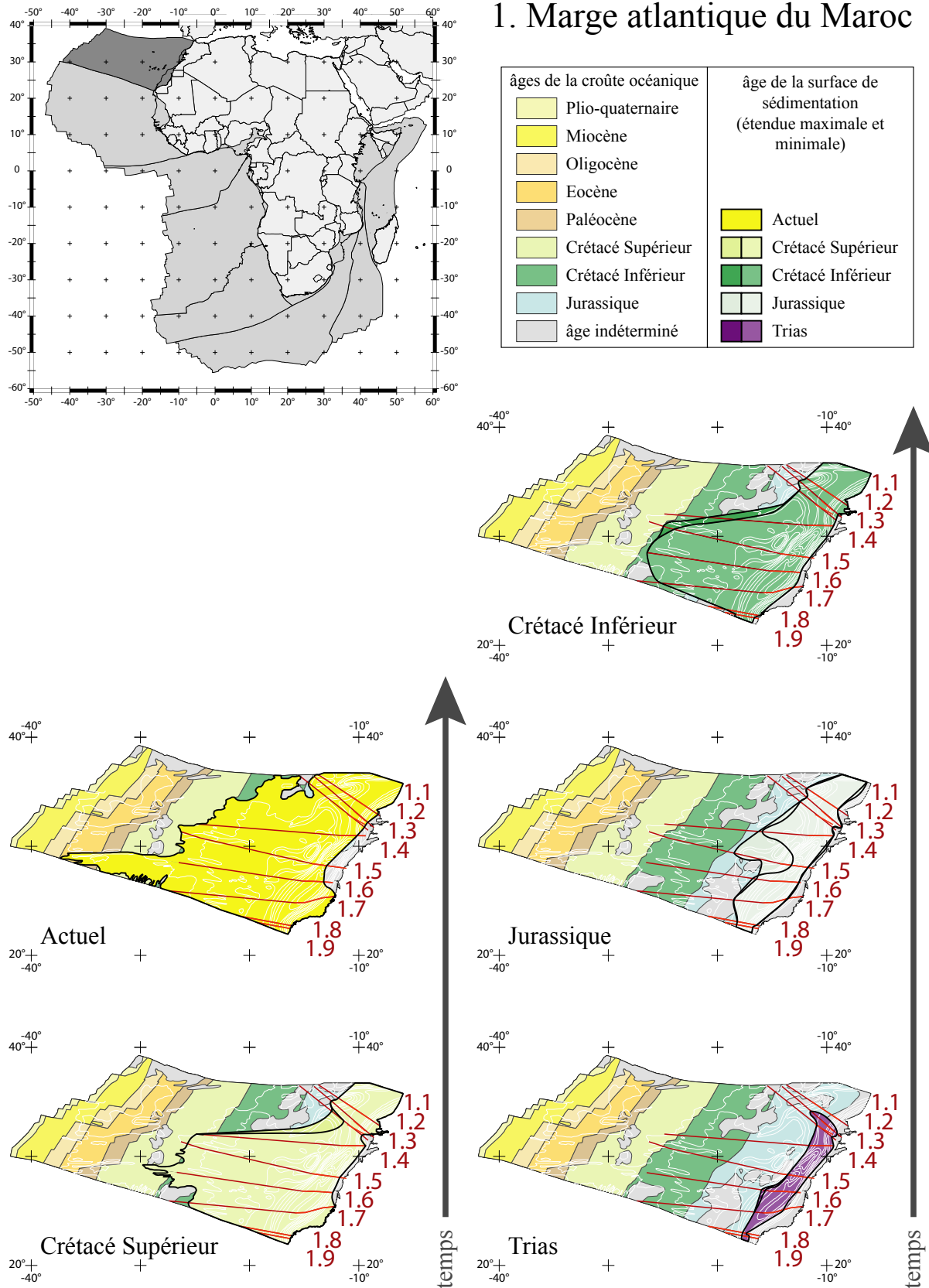
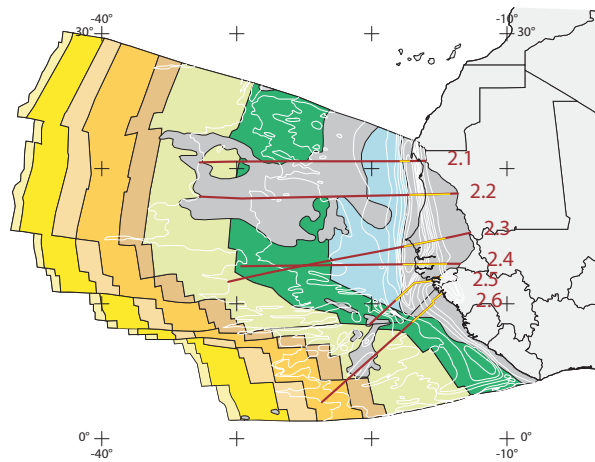
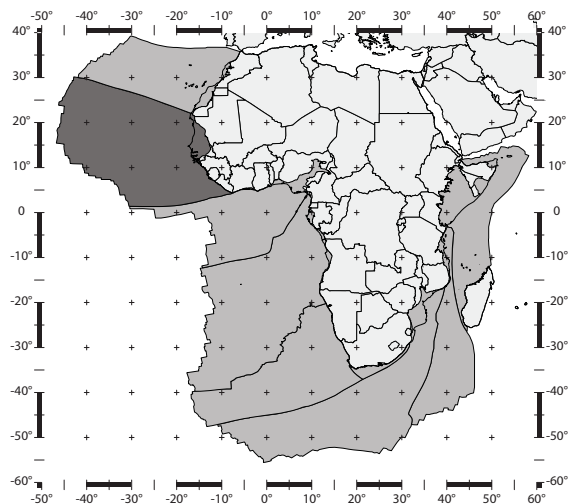


Figure 4.1.11 : Etendue maximale et minimale de la surface de sédimentation de la marge atlantique du Maroc à la fin du Trias, Jurassique, Crétacé Inférieur, Crétacé Supérieur, Paléogène et à l'actuel.

2. Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry



Wissmann, G. (1982) Stratigraphy and structural features of the continental margin basin of Senegal and Mauritania. In *Geology of the Northwest African Continental margin*. Eds. Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibold, E., Berlin, Springer Verlag, pp. 166-181.

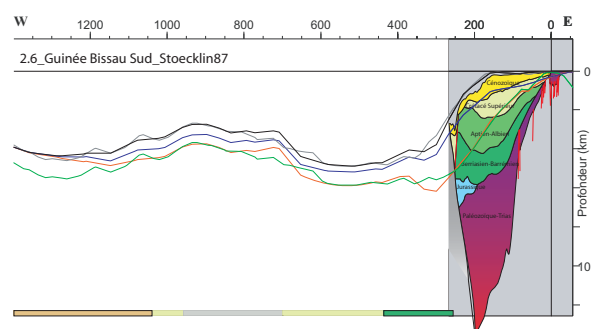
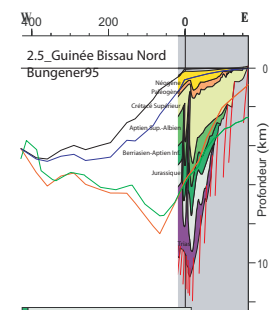
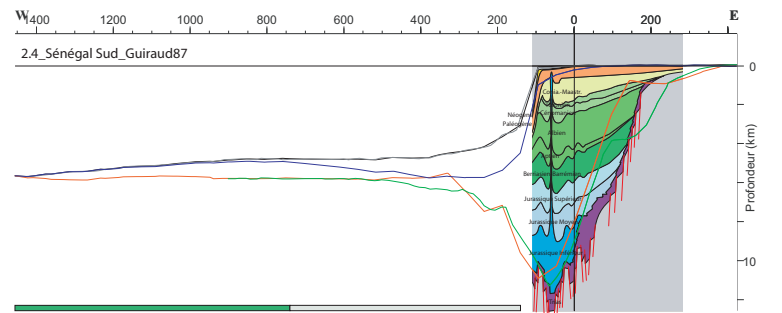
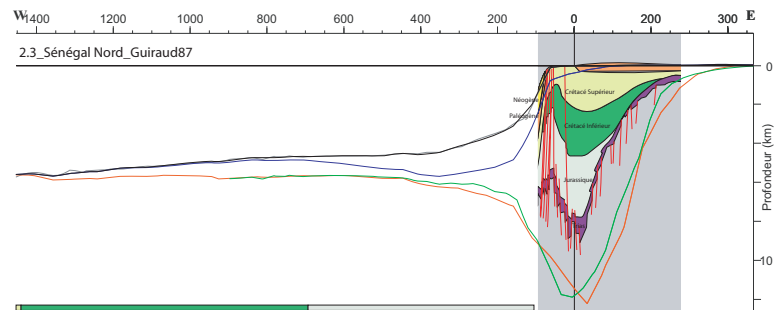
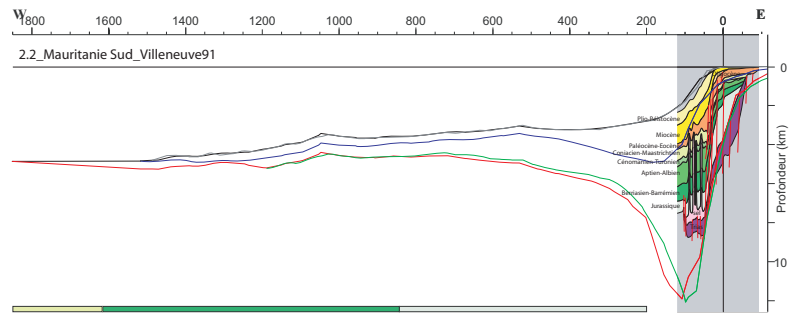
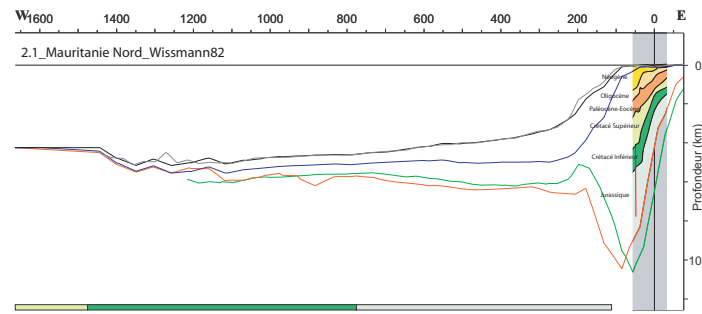
Villeneuve M. (1991) Geophysics in Mauritania. In *Geology of Mauritania*. Eds. Caruba, R., Dars, R., Nice, Université de Nice-Sophia Antipolis & CRDP de Nice, pp. 153-174.

Guiraud R., et al. (1987) Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. In *African geology reviews*. Eds. Bowden, P., Kinnaird, J., Geological Journal, **22**, pp. 433-466.

Bungener, J.A. (1995) Guinea Bissau. In *Regional Petroleum Geology of the World. Part II : Africa, America, Australian and Antarctica*, Ed. Holger Kulke, pp. 121-126.

Stoecklin, J. (1987) Guinea moving ahead, Oil & Gas Journal, **May**, pp. 91-93.

Figure 4.2.intro : Les six coupes choisies pour décrire la marge MSGBC et leur position sur la carte de la marge (trait jaune pour la coupe de la bibliographie et trait rouge pour la coupe levée sous Gocad). Les coupes de la bibliographie redessinées (fond gris foncé) sont positionnées sur les coupes levées sous Gocad.



Partie 2 : Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry

1. Les coupes extrapolées.

Dans la marge de Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry, six coupes issues de la bibliographie ont été extrapolées (Figures 4.2.1 à 4.2.6). La figure 4.2.7 reprend la figure 4.2.intro en intégrant pour chaque coupe la meilleure hypothèse d'extrapolation.

2.1_Mauritanie Nord (Figure 4.2.1)

La coupe de Mauritanie Nord se situe dans le Nord du bassin de Mauritanie entre Nouâdhibou et Nouakchott. D'orientation Est-Ouest, ses 1720 km se découpent en 3 parties:

- ~75 km du bassin onshore (coupe de Wissmann, 1982)
- ~170 km de la pente continentale (coupe de Wissmann, 1982 ; puits ODP 108-658)
- ~1475 km de la plaine abyssale (puits ODP 108-657, DSDP 14-140 et 14-141)

La coupe de Wissmann (1982), longue de 88 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 2, paragraphe 1) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Jurassique	(bleu)		100		
Crétacé Inférieur	(vert foncé)		100		
Crétacé Supérieur	(vert clair)	100			
Paléocène-Eocène	(orange)	90	10		
Oligocène	(orange clair)	100			
Néogène	(jaune foncé)	95			5 (altérite)

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) est supposé Crétacé Supérieur. L'intégralité de la séquence cénozoïque, à savoir le Paléocène-Eocène, l'Oligocène et le Néogène, est contenue dans l'intervalle entre les réflecteurs noir et bleu. Lors de la régression de l'Oligocène, la sédimentation se limite au domaine onshore du bassin et la séquence oligocène de la coupe de Wissmann (1982) doit être tronquée vers le large. Les limites inférieure et supérieure de la séquence Oligocène sont prolongées vers l'Ouest en conservant l'épaisseur des séquences Paléocène-Eocène et Néogène.

- Hypothèse sur le remplissage au Néogène

La coupe de Wissmann (1982) étant en fait la juxtaposition de deux sections distinctes (cf. sections A et 25-1, Annexe 2.1), le levé de coupe sous Gocad se confronte à une importante marge d'erreur sur le positionnement. Etant impossible de caler à la fois la ligne de côte et l'*offlap break* au moment de placer la coupe de Wissmann (1982) sur la coupe levée sous Gocad, le placement choisi soulève trois hypothèses sur le remplissage au Néogène :

A et B : Le plancher océanique est décrit par le réflecteur noir. Le plancher de la coupe de Wissmann (1982) est modifié dans sa partie Ouest pour épouser le réflecteur noir, épaississant la séquence stratigraphique du Néogène.

C : La séquence néogène est décrite par la coupe de Wissmann (1982). A l'Ouest de cette coupe, le plancher océanique est prolongé jusqu'au réflecteur noir.

Dans cette étude, le prisme sédimentaire, déposé entre le socle et le plancher océanique, est décrit par les réflecteurs de la coupe levée sous Gocad (hypothèses A et B).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Jurassique et au Crétacé Inférieur

La plaine abyssale de cette coupe étant très longue, l'extrapolation se confronte essentiellement au problème de l'étendue du bassin sédimentaire et amène à formuler les trois hypothèses suivantes (d'une étendue maximale (hypothèse A) à une étendue moindre (hypothèse C) :

A : Au Jurassique et au Crétacé Inférieur, la sédimentation se dépose sur presque toute la croûte océanique du même âge.

B : Au Jurassique, le bassin sédimentaire butte rapidement sur une petite remontée topographique du socle. Au Crétacé Inférieur, la sédimentation se dépose sur une grande partie de la croûte océanique du même âge mais avec une faible épaisseur.

C : Au Jurassique, la sédimentation se limite au bassin de rift. Au Crétacé Inférieur, la sédimentation se dépose sur la croûte océanique d'âge Jurassique mais pas du Crétacé Inférieur.

Au niveau du puits DSDP 14-140, le Crétacé Supérieur est très peu épais et la limite Crétacé Inférieur-Crétacé Supérieur est vite atteinte : l'hypothèse A est à privilégier.

2.2_Mauritanie Sud (Figure 4.2.2)

La coupe de Mauritanie Sud se situe dans le bassin de Mauritanie au niveau de Nouakchott. D'orientation Est-Ouest, ses 1940 km se découpent en 3 parties :

- ~115 km du bassin onshore (coupe de Villeneuve, 1991)
- ~115 km de la pente continentale (coupe de Villeneuve, 1991)
- ~1710 km de la plaine abyssale (ODP 108-659, DSDP 41-368 et 14-141)

La coupe de Villeneuve (1991), longue de 212 km, se découpe en 10 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 2, paragraphe 1) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	100			
Jurassique	(bleu)		100		
Berriasien-Barrémien	(vert foncé)		100		
Aptien-Albien	(vert moyen+)		100		
Cénomaniens-Turonien	(vert moyen-)	100			
Coniacien-Maastr.	(vert-clair)	100			
Paléocène-Eocène	(orange)	90	10		
Oligocène	(orange clair)	100			
Miocène	(jaune or)	100			
Plio-Pleistocène	(crème)	95?			5? (altérite)

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Au niveau du puits DSDP 42-368, le réflecteur bleu se situe à la profondeur de la limite entre l'Eocène et le Miocène. Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) est donc supposé Eocène. L'intervalle entre les réflecteurs noir et bleu contient les séquences Oligocène, Miocène et Plio-Pléistocène.

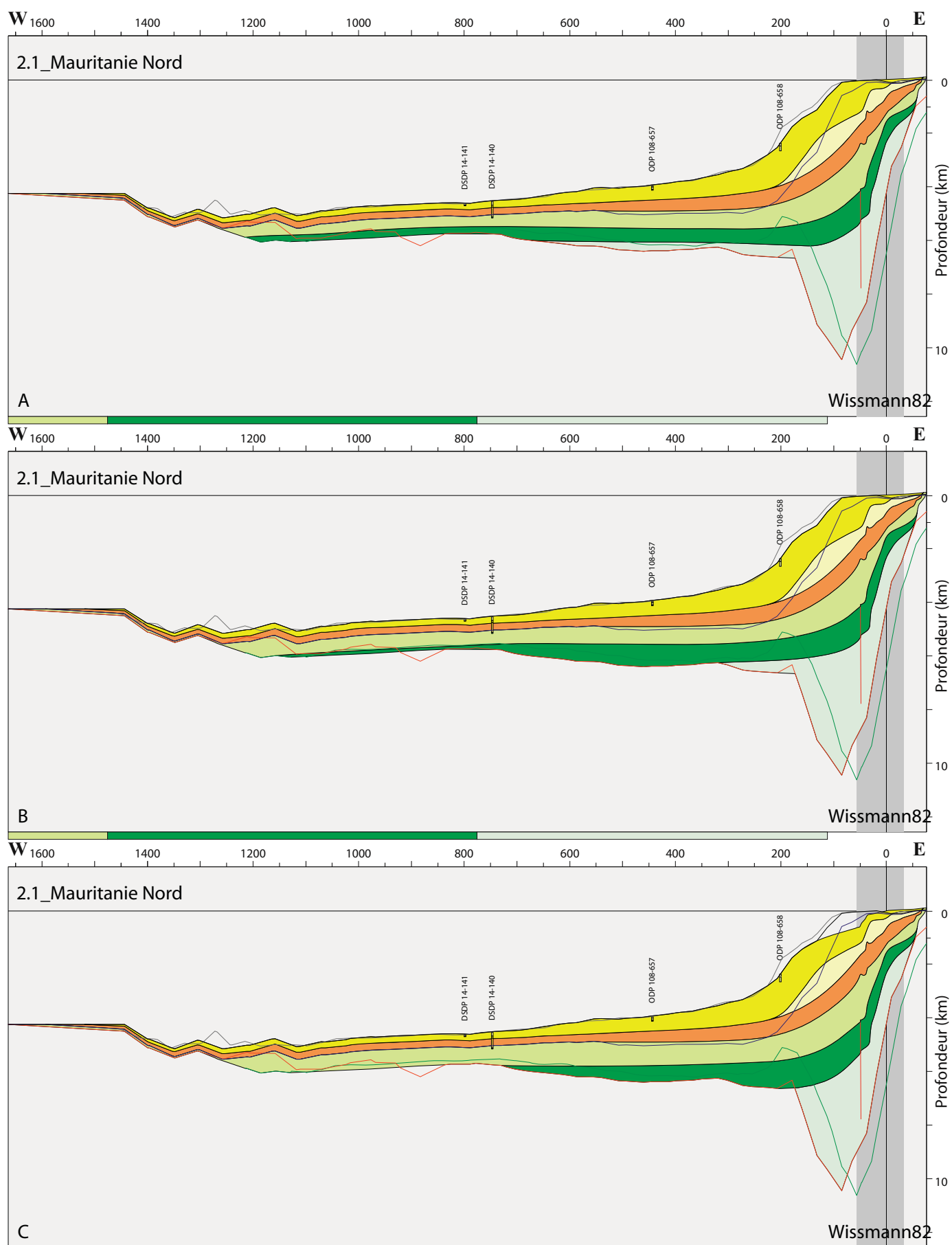
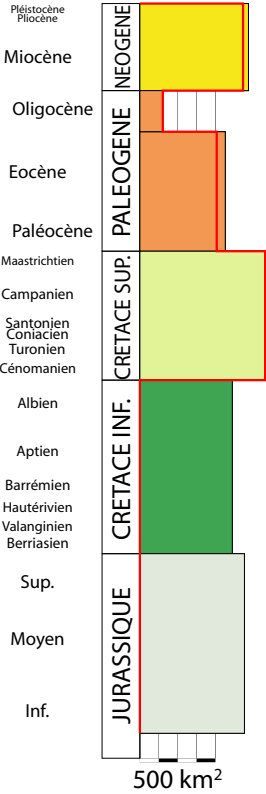
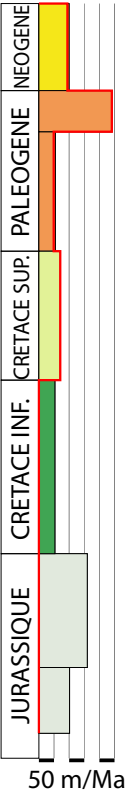
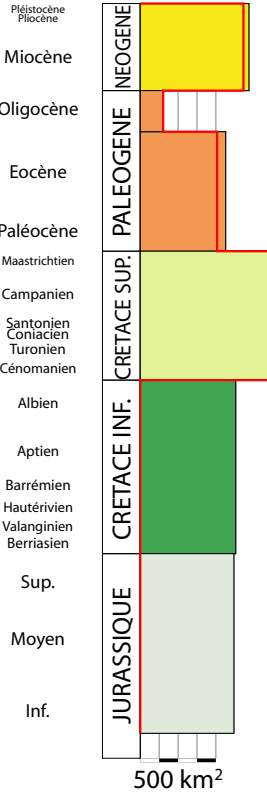
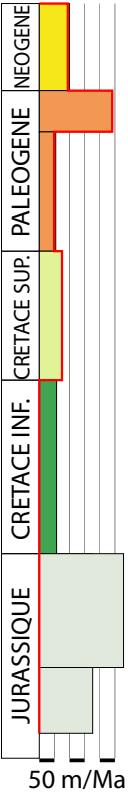


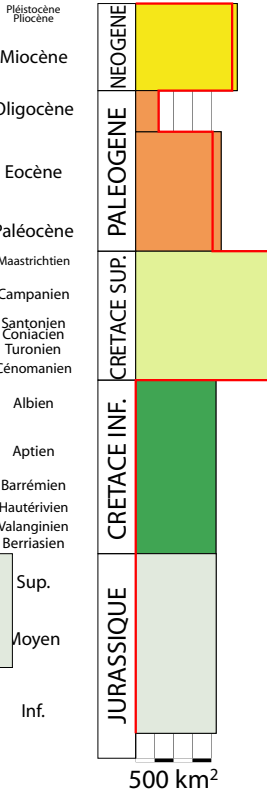
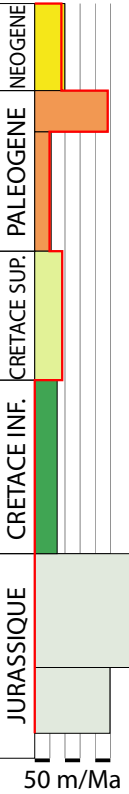
Figure 4.2.1 : Coupe de Mauritanie Nord extrapolée à partir de la coupe de Wissmann (1982), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits ODP 108-658 et 657, et DSDP 14-140 et 141 (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.



A



B



C

La régression de l'Oligocène s'exprime par une séquence oligocène tronquée dans la coupe de Villeneuve (1991) et une lacune dans le puits DSDP 42-368 : la sédimentation est limitée au domaine côtier du bassin.

L'extrapolation des limites inférieure et supérieure de la séquence miocène tient compte de l'épaisseur des séquences Paléocène-Eocène, (Oligocène), Miocène et Plio-Pléistocène d'une part et de la topographie du plancher océanique d'autre part.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Plio-Pléistocène

L'extrapolation présente une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A et B) et une hypothèse d'étendue moindre (hypothèse C) du bassin sédimentaire au Plio-Pléistocène.

Aucun critère ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une étendue maximale (hypothèses A et B) est à relativiser.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Jurassique, au Crétacé Inférieur et au Crétacé Supérieur

Au cours du temps, le bassin sédimentaire s'étend vers le large et les séquences successives progradent de plus en plus loin sur le socle. L'extrapolation se confronte essentiellement à l'étendue du bassin sédimentaire au cours du temps et amène à formuler les trois hypothèses suivantes (d'une étendue maximale (hypothèse A) à une étendue moindre (hypothèse C) :

A : Au Jurassique, la sédimentation se dépose sur presque l'intégralité de la croûte océanique jurassique. Au Crétacé Inférieur, la sédimentation se dépose sur la croûte océanique du même âge mais du Cénomaniens au Turonien, la sédimentation n'atteint pas la croûte océanique d'âge Crétacé Supérieur. Du Coniacien au Maastrichtien, la sédimentation atteint enfin la croûte océanique d'âge Crétacé Supérieur.

B : Au Jurassique, le bassin sédimentaire butte rapidement sur la remontée topographique du socle. Au Crétacé Inférieur, la sédimentation se dépose sur la croûte océanique jurassique et atteint à peine la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur entre l'Aptien et l'Albien. Au Crétacé Supérieur, la sédimentation n'atteint pas la croûte océanique du même âge.

C : Au Jurassique, la sédimentation butte très rapidement sur la remontée topographique du socle. Au Crétacé Inférieur et au Crétacé Supérieur, la sédimentation n'atteint pas la croûte océanique du même âge.

La profondeur des limites Crétacé Inférieur-Crétacé Supérieur et Crétacé Supérieur-Paléocène dans le puits DSDP 41-368 correspond à une hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire (hypothèse A).

2.3_ Sénégal Nord (Figure 4.2.3)

La coupe du Sénégal Nord se situe dans le bassin du Sénégal entre Dakar et Banjul. D'orientation ENE-OSO, ses 1895 km se découpent en 3 parties :

- ~460 km du bassin onshore (coupe de Guiraud, 1987)
- ~160 km de la pente continentale (coupe de Guiraud, 1987)
- ~1275 km de la plaine abyssale

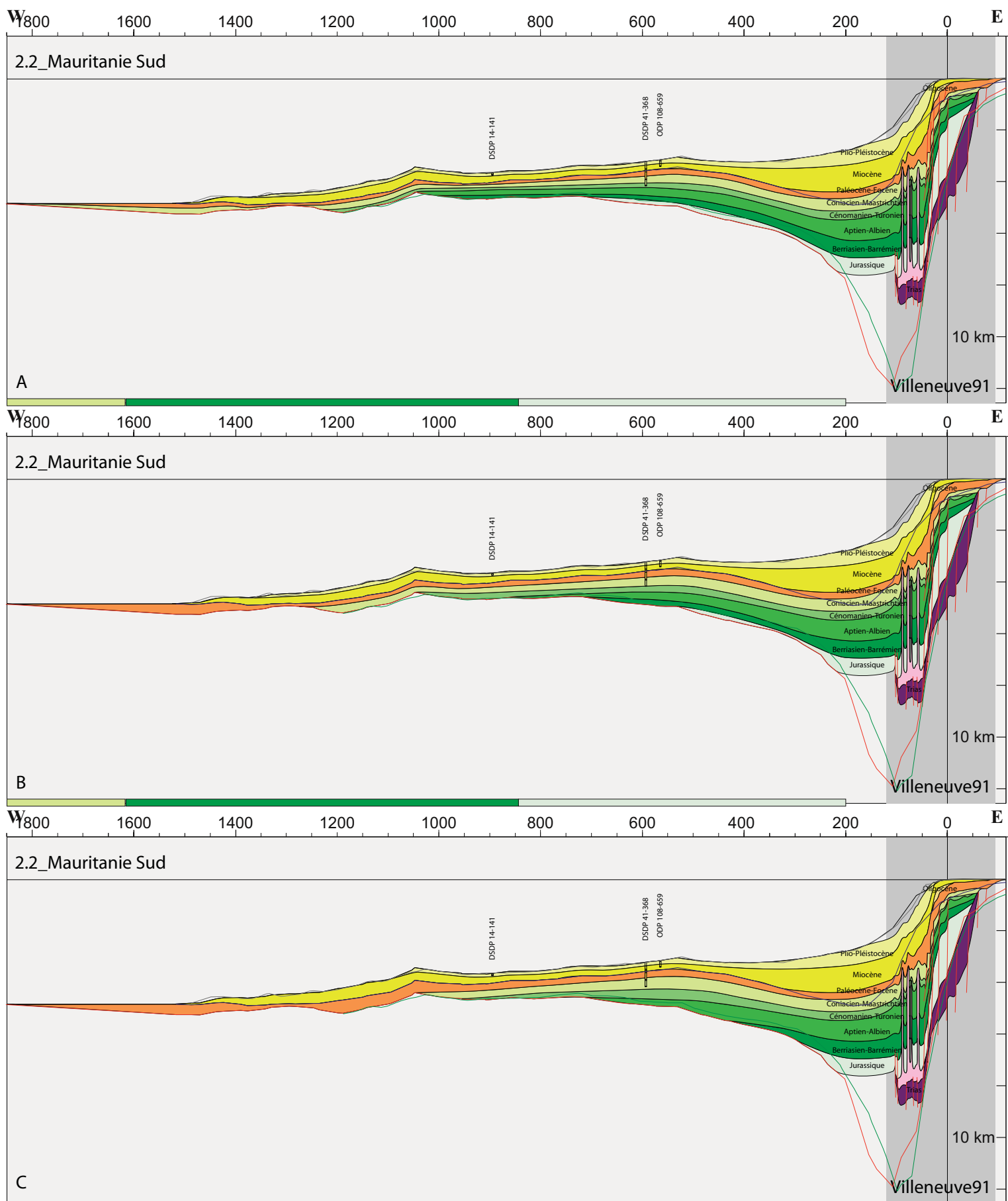
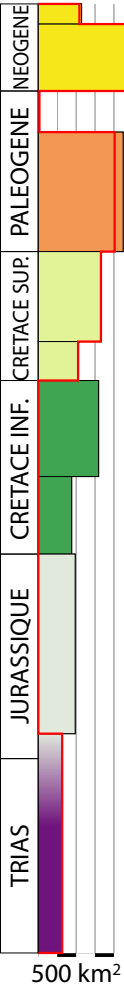
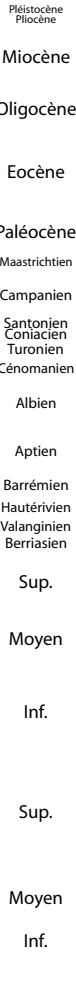
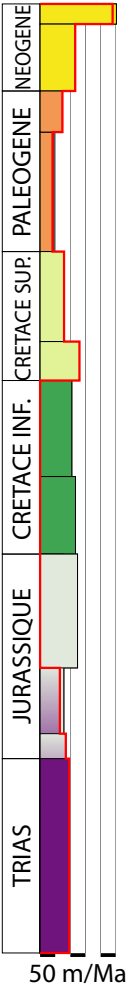
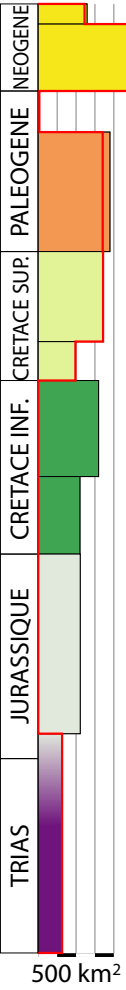
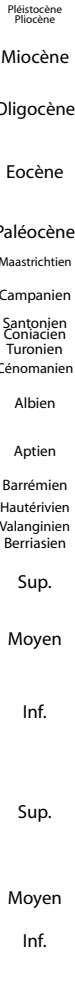
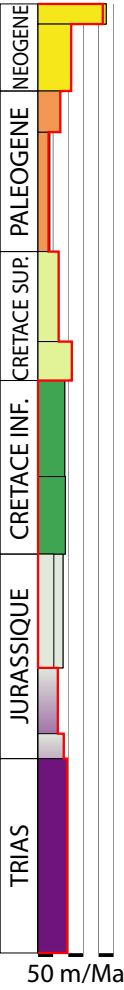
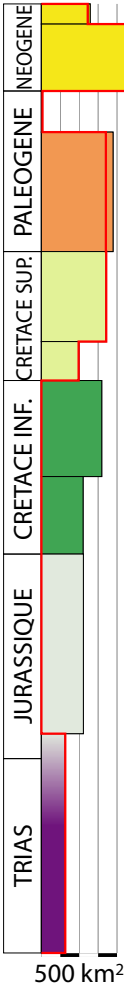
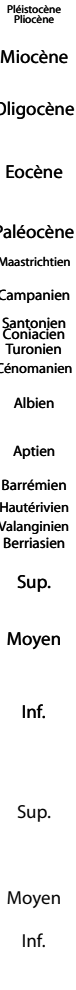
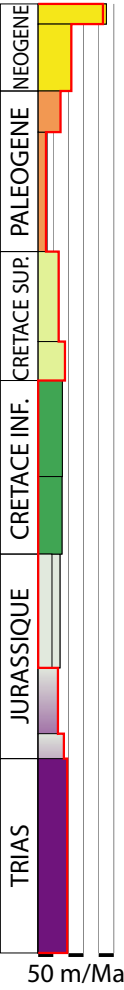


Figure 4.2.2 : Coupe de Mauritanie Sud extrapolée à partir de la coupe de Villeneuve (1991), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits ODP 108-659, DSDP 41-368 et 14-141. (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.



A

B

C

La coupe de Guiraud (1987), longue de 369 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 2, paragraphe 2) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	100			
Jurassique	(bleu)		100		
Crétacé Inférieur	(vert foncé)	50	50		
Crétacé Supérieur	(vert clair)	98	1		1
Paléogène	(orange)	50-60	40-50		
Néogène	(jaune foncé)	49-59	39-49	1 (altérite) + 1	

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Au Trias, la sédimentation étant limitée au bassin de rift, les limites inférieure et supérieure de la séquence sont prolongées avec la même épaisseur que dans la coupe de Guiraud (1987) et en mimant la topographie du plancher océanique jusqu'à la remontée du socle (chevauchant le début de la croûte océanique jurassique).

Au Crétacé Supérieur, une transgression érode le Crétacé Inférieur dans la partie Ouest de la coupe de Guiraud (1987) soulevant la question de la préservation du Crétacé Inférieur vers le large. Notre extrapolation suppose que les sédiments du Crétacé Inférieur ont été préservés dès la fin de la pente continentale.

Aucun âge n'est attribué au réflecteur «D» d'Emery (1975) pour cette coupe. Les limites inférieure et supérieure de la séquence paléogène sont prolongées avec la même épaisseur que dans la coupe de Guiraud (1987) en tenant compte des épaisseurs des séquences Jurassique, (Crétacé Inférieur), Crétacé Supérieur et Néogène et en mimant la topographie du plancher océanique jusqu'à la fin de la coupe extrapolée.

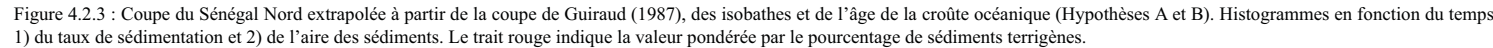
- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Jurassique, au Crétacé Inférieur et au Crétacé Supérieur

Au cours du temps, le bassin sédimentaire s'étend vers le large et les séquences successives progradent de plus en plus loin sur le socle. L'extrapolation se confronte essentiellement à l'étendue du bassin sédimentaire au cours du temps et amène à formuler les deux hypothèses suivantes (d'une étendue maximale (hypothèse A) à une étendue moindre (hypothèse B) :

A : Au Jurassique, la sédimentation se dépose sur une grande partie de la croûte océanique du même âge. Au Crétacé Inférieur, la sédimentation se dépose sur la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur. Au Crétacé Supérieur, la sédimentation n'atteint pas la croûte océanique d'âge Crétacé Supérieur et induit une séquence paléogène légèrement moins étendue.

B : Au Jurassique, le bassin sédimentaire butte rapidement sur la remontée topographique du socle. Au Crétacé Inférieur et au Crétacé Supérieur, la sédimentation se dépose légèrement moins loin sur la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur.

Aucun puits ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une étendue maximale (hypothèse A) est à relativiser.



2.4 _Sénégal Sud (Figure 4.2.4)

La coupe du Sénégal Sud se situe dans le bassin de Gambie-Casamance entre Banjul et Bissau. D'orientation Est-Ouest, ses 1855 km se découpent en 3 parties :

- ~415 km du bassin onshore (coupe de Guiraud, 1987)
- ~120 km de la pente continentale (coupe de Guiraud, 1987)
- ~1320 km de la plaine abyssale (puits DSDP 41-367)

La coupe de Guiraud (1987), longue de 388 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 2, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	100			
Jurassique Inf.	(bleu foncé)		0-20	80-100	
Jurassique Moyen	(bleu moyen)		100		
Jurassique Supérieur	(bleu clair)		100		
Berriasien-Barrémien	(vert foncé)	49	50		1
Aptien	(vert moyen+)	49		50	1
Albien	(vert moyen+)	50	50		
Cénomanién	(vert moyen-)	100			
Turonien	(vert moyen-)	100			
Coniacien-Maastr.	(vert clair)	100 ?			
Paléogène	(orange)	50-60	40-50	1(phosphate)	
Néogène	(jaune or)	49	49	1(altérite) +1	

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Les limites inférieure et supérieure de la séquence du Jurassique Moyen sont prolongées, avec la même épaisseur que dans la coupe de Guiraud (1987), en tenant compte de l'épaisseur de la séquence du Jurassique Inférieur et en mimant la topographie du plancher océanique jusqu'à une remontée du socle.

Dans la partie Ouest de la coupe de Guiraud (1987), le Cénomanién et le Turonien sont érodés par la séquence Coniacien-Maastrichtien. Au Maastrichtien, une régression érode le dôme Flore dans la partie offshore de la Casamance. Le Crétacé Supérieur n'est donc pas entièrement préservé vers le large et l'extrapolation ne laisse la place qu'à une des trois séquences du Crétacé Supérieur : la séquence Coniacien-Maastrichtien.

Aucun âge n'est attribué au réflecteur «D» d'Emery (1975) pour cette coupe. Les limites inférieure et supérieure de la séquence paléogène sont prolongées avec la même épaisseur que dans la coupe de Guiraud (1987) en tenant compte des épaisseurs des séquences Jurassique Supérieur, Berriasien-Barrémien, Aptien, Albien, (Cénomanién), (Turonien), Coniacien-Maastrichtien et Néogène et en mimant la topographie du plancher océanique jusqu'à la fin de la coupe extrapolée.

- *Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Jurassique Supérieur; au Barrémien, à l'Aptien, à l'Albien et au Maastrichtien (Crétacé Supérieur)*

Au cours du temps, le bassin sédimentaire s'étend vers le large et les séquences suc-

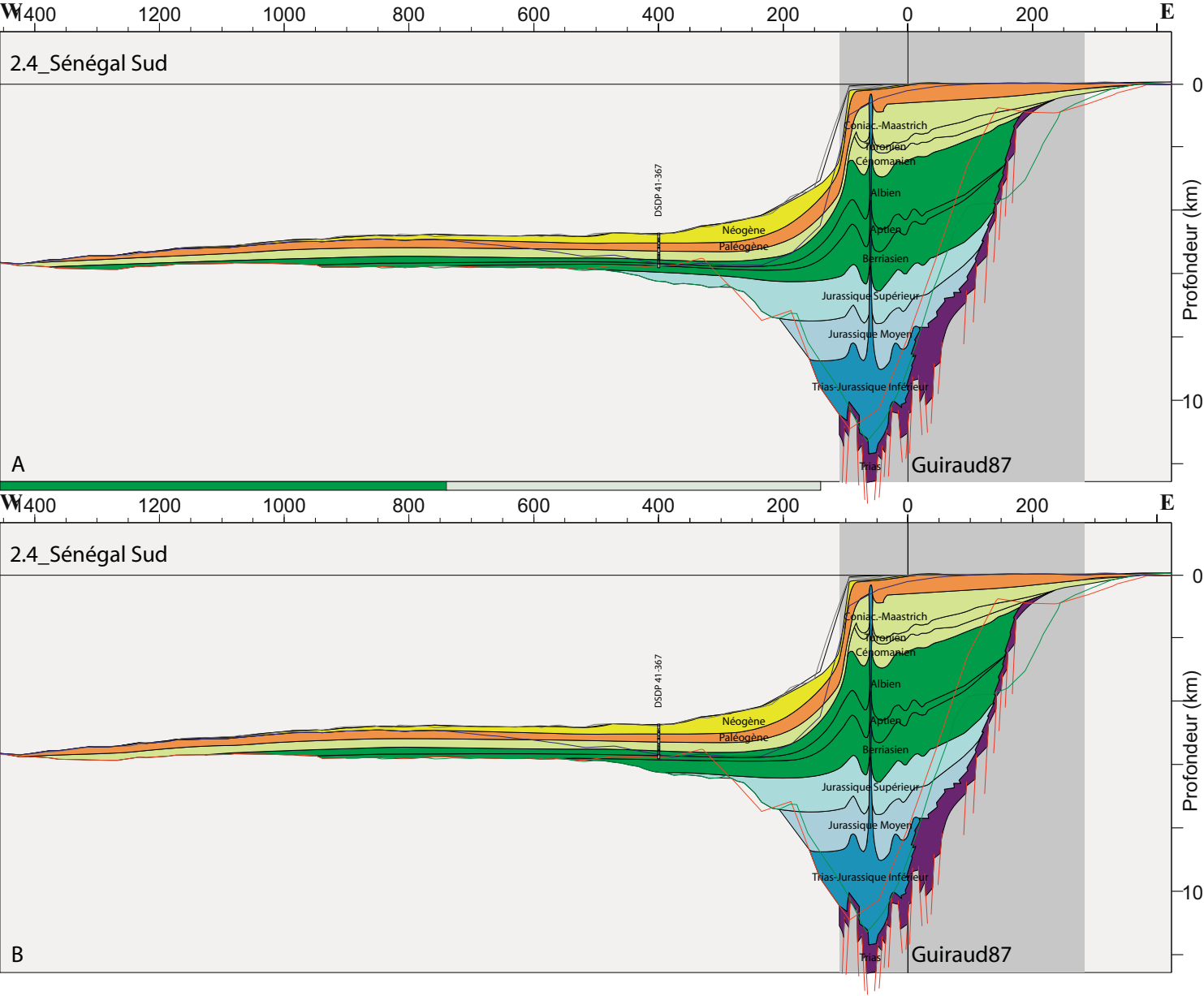
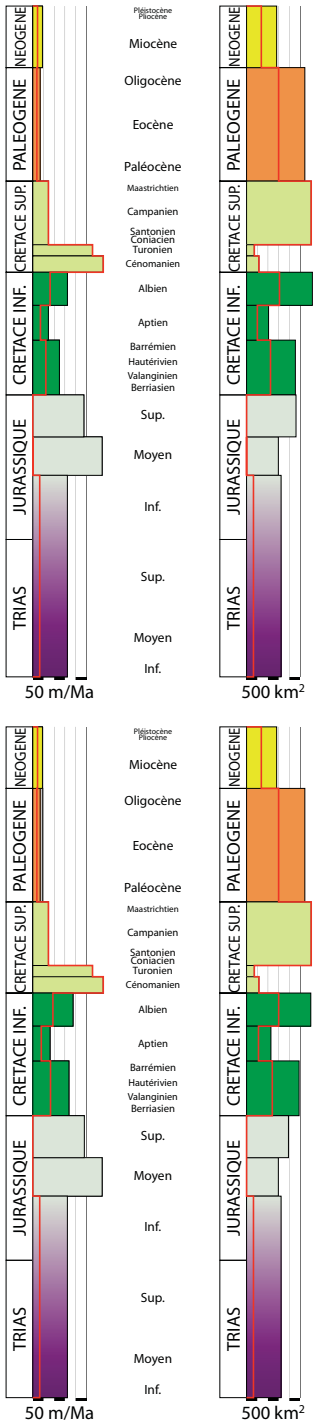


Figure 4.2.4 : Coupe du Sénégal Sud extrapolée à partir de la coupe de Guiraud (1987), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et du puits DSDP 41-367 (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.



cessives progradent de plus en plus loin sur le socle. L'extrapolation se confronte essentiellement à l'étendue du bassin sédimentaire au cours du temps et amène à formuler les deux hypothèses suivantes d'une étendue maximale (hypothèse A) à une étendue moindre (hypothèse B) :

A : Au Jurassique Supérieur, la sédimentation se dépose sur une grande partie de la croûte océanique jurassique. Au Crétacé Inférieur, la sédimentation atteint la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur dès le Berriasien-Barrémien. Au Crétacé Supérieur, la sédimentation atteint la fin de la coupe. La séquence paléogène est légèrement moins étendue.

B : Au Jurassique Supérieur, la sédimentation se dépose légèrement moins loin sur la croûte océanique jurassique. Au Crétacé Inférieur, la sédimentation atteint la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur qu'à l'Aptien. Au Crétacé Supérieur, la sédimentation n'atteint pas la fin de la coupe.

La profondeur des limites Jurassique-Crétacé Inférieur, Crétacé Inférieur-Crétacé Supérieur et Crétacé Supérieur-Paléocène dans le puits DSDP 41-367 correspond à une hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire (hypothèse A).

2.5 _Guinée Bissau Nord (Figure 4.2.5)

La coupe de Guinée Bissau Nord se situe dans le bassin de Guinée Bissau au niveau de Bissau. D'orientation NE-SO, ses 580 km se découpent en 3 parties :

- ~160 km du bassin onshore (coupe de Bungener, 1995)
- ~75 km de la pente continentale
- ~345 km de la plaine abyssale (puits DSDP 14-367, ODP 108-660 et 108-661)

La coupe de Bungener (1995), longue de 180 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 2, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Trias	(violet foncé)	0-10		80-100	0-10
Jurassique	(bleu)		100		
Berriasien-Aptien Inf.	(vert foncé)	49	50		1
Aptien Sup.-Albien	(vert moyen)	25	50	25	
Crétacé Supérieur	(vert clair)	100			
Paléogène	(orange)	50-60	40-50	1(phosphate)	
Néogène	(jaune foncé)	49	49	1(altérite) +1	

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Crétacé Supérieur et les limites inférieure et supérieure de la séquence paléogène sont prolongées avec la même épaisseur que dans la coupe de Guiraud (1987) en tenant compte de l'épaisseur de la séquence Néogène et en mimant la topographie du plancher océanique induisant une troncature de la séquence paléogène vers la fin de la coupe.

L'intervalle entre les réflecteurs du socle (en rouge) et bleu contient donc les séquences du Trias, du Jurassique, du Berriasien-Aptien Inférieur, de l'Aptien Supérieur-Albien et du Crétacé Supérieur qui progradent les unes sur les autres et de plus en plus loin sur le socle au cours du temps.

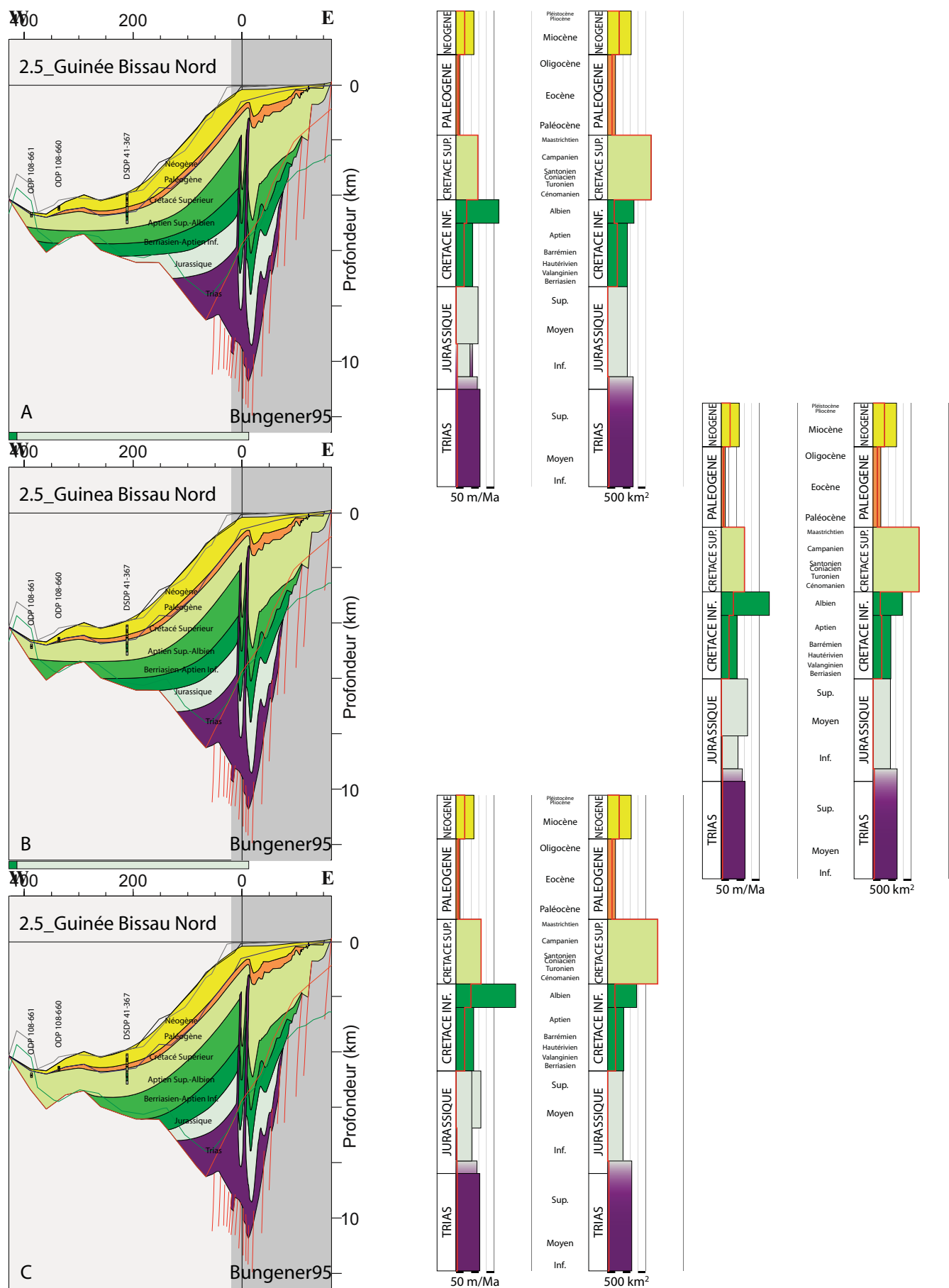


Figure 4.2.5 : Coupe de Guinée Bissau Nord extrapolée à partir de la coupe de Bungener (1995), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits DSDP 41-367 et ODP 108-660 et 661 (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

- *Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Trias, au Jurassique, à l'Aptien Inférieur, à l'Albien et au Crétacé Supérieur*

L'extrapolation se confronte essentiellement à l'étendue du bassin sédimentaire au cours du temps et amène à formuler les trois hypothèses suivantes d'une étendue maximale (hypothèse A) à une étendue moindre (hypothèse C).

La profondeur de la limite Jurassique-Crétacé Inférieur dans le puits DSDP 14-367 incite à privilégier l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire (hypothèse A).

2.6_Guinée Bissau Sud (Figure 4.2.6)

La coupe de Guinée Bissau Sud se situe dans le bassin de Guinée Bissau entre Bissau et Conakry. D'orientation NE-SO, ses 1440 km se découpent en 4 parties :

- ~ 55 km du bassin onshore (coupe de Stoecklin, 1987)
- ~250 km de la pente continentale
- ~ 50 km du mont sous-marin
- ~1085 km de la plaine abyssale (ODP 108-660,661,667 et 668, DSDP 3-13 et 41-366)

La coupe de la bibliographie, longue de 319 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 2, paragraphe 3) est la suivante :

		terrigené	carbonate	évaaporite	volcanique
Paléozoïque-Trias	(violet foncé)	0-30			70-100
Jurassique	(bleu)	100?			
Berriasien-Barrémien	(vert foncé)	49	50		1
Aptien-Albien	(vert moyen)	29-39	50	10-20	1
Crétacé Supérieur	(vert clair)	100			
Cénozoïque	(jaune)	62-67	30-35	1(phos.)+1(altérite)+1	

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Après le mont sous-marin, la croûte océanique étant d'âge Crétacé Inférieur, seules les séquences Crétacé Inférieur, Crétacé Supérieur et Cénozoïque sont présentes. La limite supérieure de la séquence Crétacé Inférieur est prolongée jusqu'à une remontée topographique du socle. La coupe de Stoecklin (1987) et le puits DSDP 3-13 permettant de supposer que le réflecteur «D» d'Emery (bleu) est d'âge Crétacé Supérieur pour cette coupe, l'intervalle entre la séquence Crétacé Inférieur et le réflecteur bleu décrit la séquence Crétacé Supérieur et l'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir, la séquence cénozoïque.

Le segment de la zone de fracture de Guinée à celle de Saint Paul : le bassin du Sierra Leone-Libéria.

Les données d'isopaques de Marinho (1985) ainsi que les lignes sismiques de Templeton (1971), de Schlee (1974), de Lehner et De Ruiter (1977), d'Emery *et al.* (1975) et d'Uchupi *et al.* (1976), n'ont pu être concrétisées sous la forme d'une ou de plusieurs coupes extrapolées. Afin d'englober l'intégralité du bassin MSGBC dans notre étude, la coupe 2.6 de la Guinée Bissau Sud a été prolongée vers le Sud jusqu'à la zone de fracture Saint Paul. Ce prolongement ne s'appuyant sur aucune donnée au large du bassin du Sierra Leone-Libéria, les mesures de flux sont entourées d'une grande marge d'erreur.

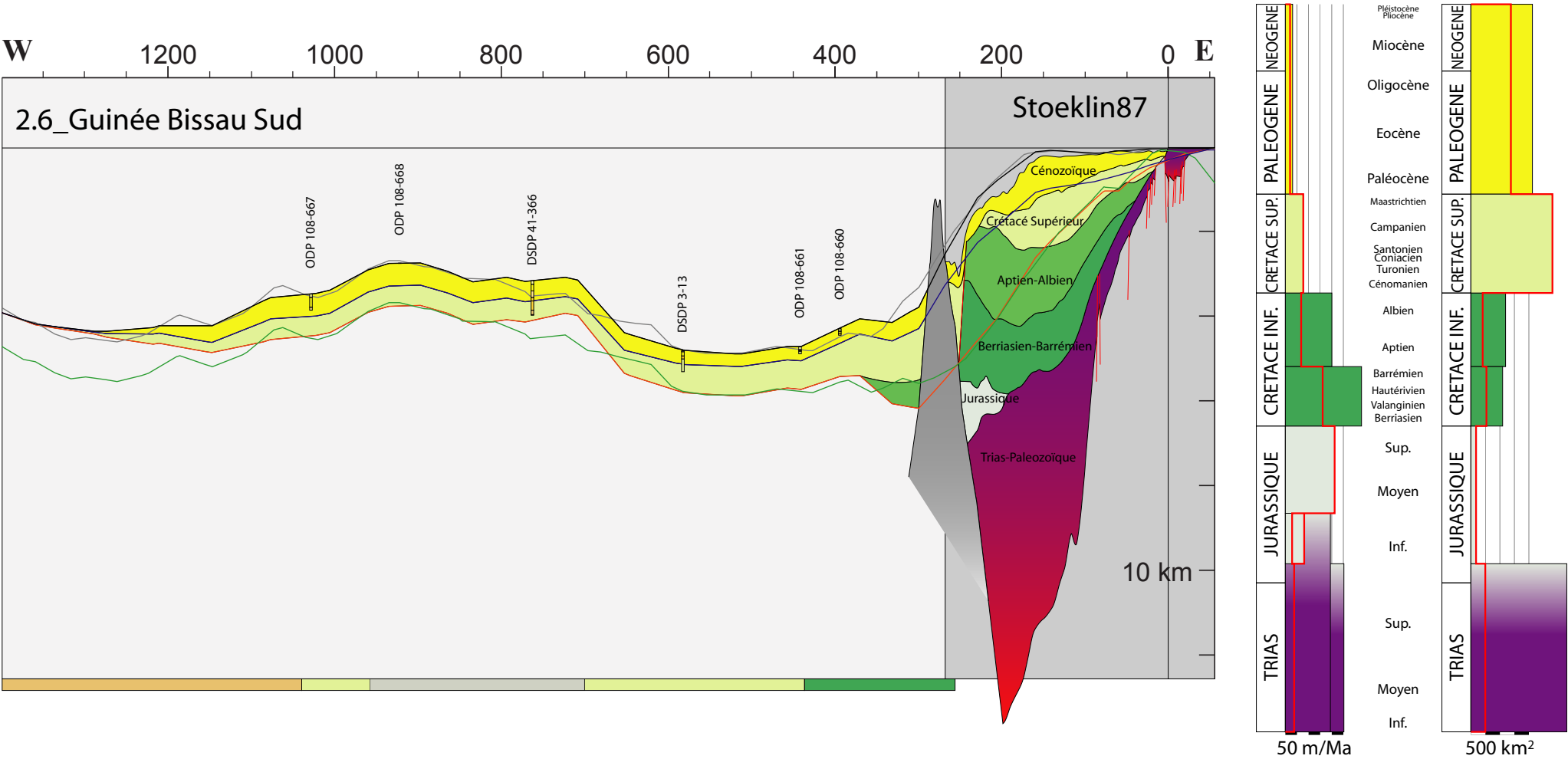


Figure 4.2.6 : Coupe de Guinée Bissau Sud extrapolée à partir de la coupe de Stoecklin (1987), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits ODP 108-660, 661, 667 et 668, et DSDP 3-13 et 41-366. Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

2. Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry

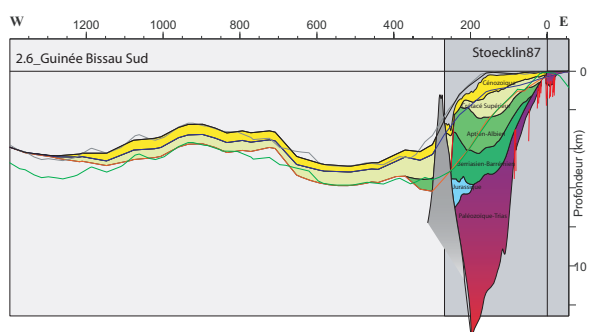
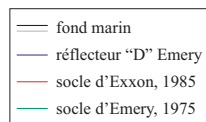
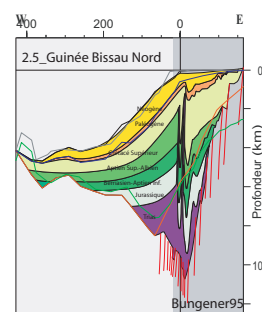
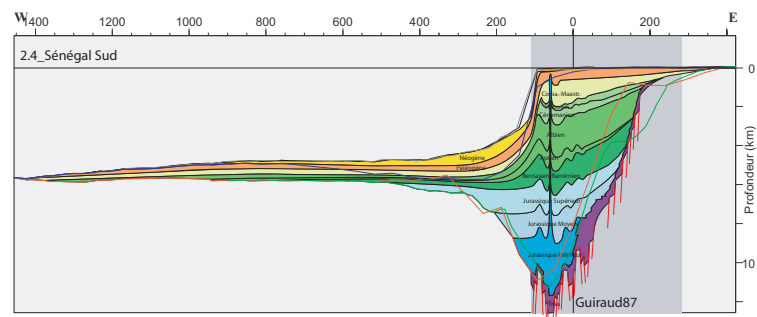
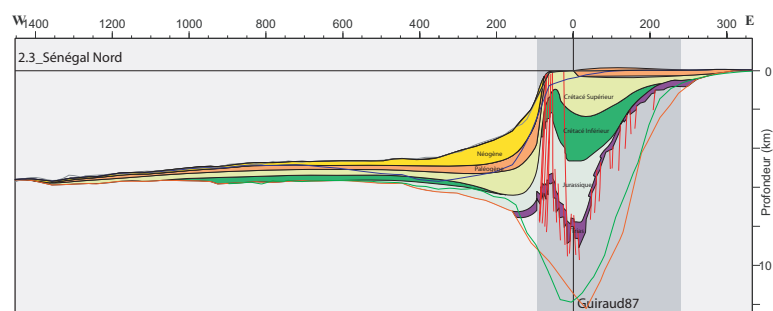
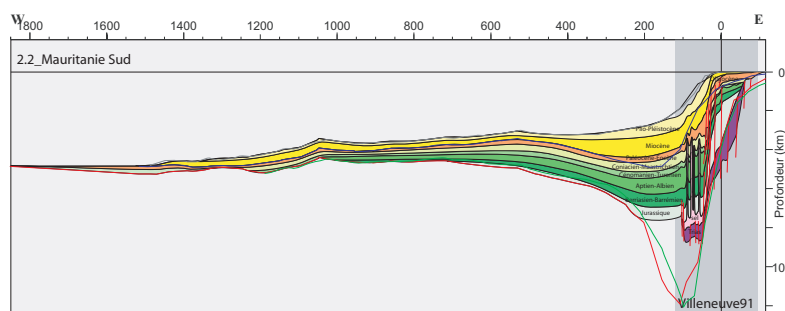
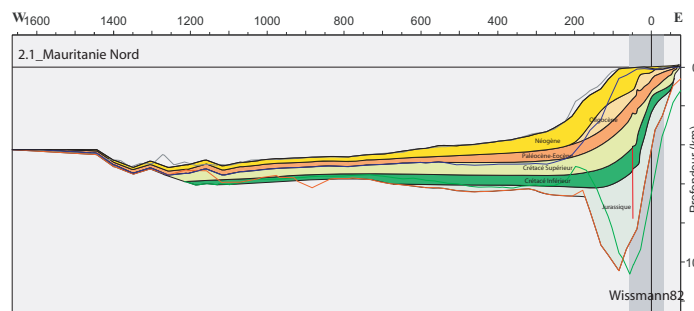
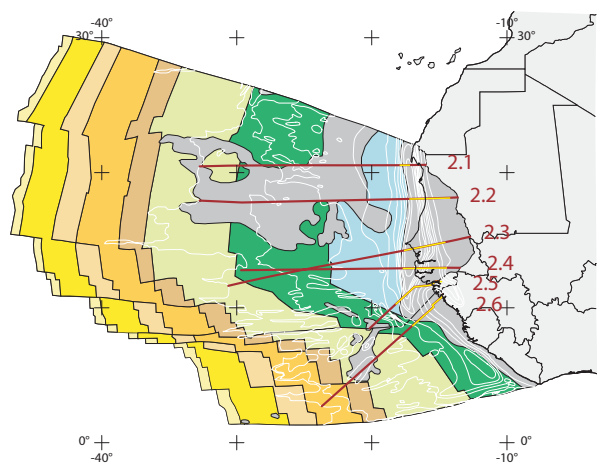
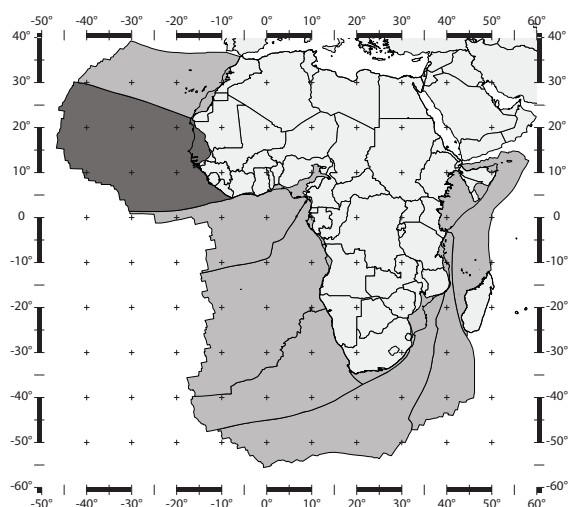
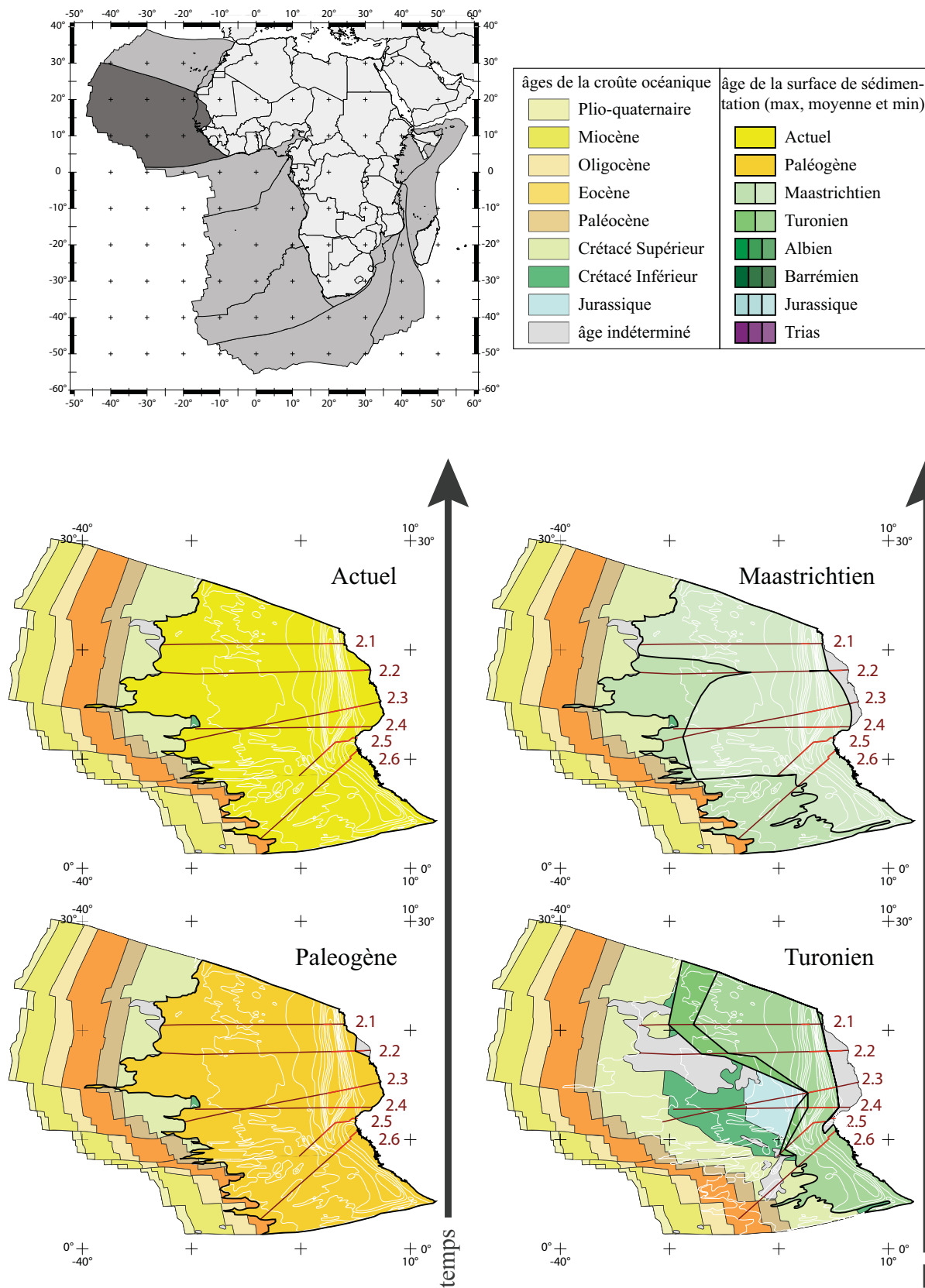


Figure 4.2.7 : Les six coupes extrapolées préférées pour la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry.

2. Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry



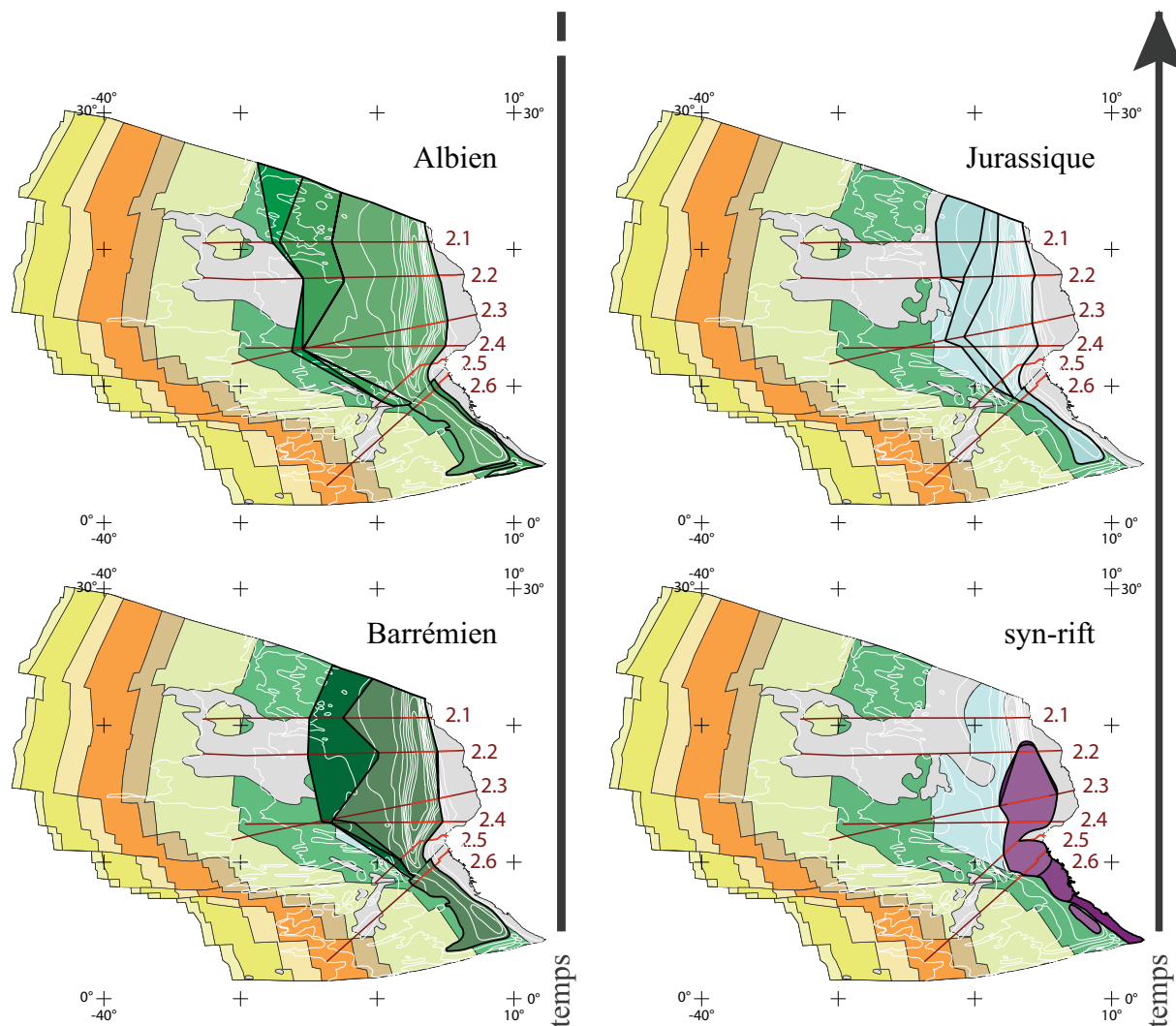


Figure 4.2.8 : Etendue maximale et minimale de la surface de sédimentation de la marge MSGBC à la fin du syn-rift, Jurassique, Barrémien, Aptien, Cénomanién, Coniacien, Paléogène et à l'actuel.

2. La surface de sédimentation au cours du Méso-Cénozoïque.

La résolution stratigraphique des coupes extrapolées permet de connaître l'étendue de la surface de sédimentation à 7 époques du Méso-Cénozoïque. La figure 4.2.8 représente la surface de sédimentation sur un extrait de la carte des âges de la croûte océanique (UNESCO, 2004) à la fin de chacune de ces 7 périodes.

Dans la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry, la surface active de sédimentation croît globalement tout au long du Méso-Cénozoïque excepté lors de la transgression du Cénomanién :

A la fin du syn-rift, la sédimentation se dépose dans des grabens étroits excepté à l'extrême Nord de la marge. La taille des grabens au large du Sierra Leone et du Libéria évoluant au cours du Trias, trois scénarios ont été envisagés : absence, présence non continue et présence continue.

Au Jurassique, la plate-forme carbonatée se développe sur toute la marge située au

Nord de la Guinée Bissau. Trois scénarios d'étendue sont envisagés allant d'environ 250 km, puis 350 km à environ 700 km de large. Cependant, le manque de données sur la sédimentation au large de la Guinée Bissau, de la Guinée Conakry et surtout du Sierra Leone et du Libéria génère la plus grande incertitude sur l'étendue de la surface de sédimentation (ainsi que de la nature du remplissage). La surface de sédimentation y suit arbitrairement la courbe d'isopaque 3 km d'épaisseur d'après EXXON (1985).

Au cours du Crétacé Inférieur, la surface de sédimentation s'étend. Au Barrémien, les trois scénarios encadrent son étendue entre environ 350 km et environ 950 km de large dans le Nord de la marge. A l'Albien, les trois scénarios l'encadrent entre environ 800 km et 1300 km de large dans le Nord de la marge. Au large du Sierra Leone et du Libéria, la surface de sédimentation suit arbitrairement la courbe d'isopaque 2 km d'épaisseur d'après EXXON (1985) au Barrémien et à l'Albien.

Au Turonien, la transgression diminue fortement l'étendue de la surface de sédimentation au large du Sénégal où elle n'est plus que de l'ordre de 200 km de large. Les deux scénarios induisent une incertitude de l'ordre de 100 à 200 km de large dans le Nord de la marge. Au large du Sierra Leone et du Libéria, la surface de sédimentation suit arbitrairement la courbe d'isopaque 1 km d'épaisseur d'après EXXON (1985).

Au Maastrichtien, la sédimentation se dépose à nouveau sur une étendue de plus de 1000 km de large. Cependant, les deux scénarios d'étendue montrent une incertitude de plusieurs centaines de km de large. Le scénario d'étendue maximale suggère en effet que la surface de sédimentation atteint déjà l'isopaque 0 d'après Emery (1984). Au large du Sierra Leone et du Libéria, la surface de sédimentation suit arbitrairement la courbe d'isopaque 1 km d'épaisseur d'après EXXON (1985) pour le scénario d'étendue minimale.

Au Paléogène, la surface de sédimentation atteint déjà l'isopaque 0 d'après Emery (1984). La limite orientale de la surface de sédimentation au Paléogène se confond probablement avec le littoral actuel exception faite d'une avancée au niveau de Nouakchott. La surface de sédimentation atteint une largeur de l'ordre de 1800 km sur toute la marge.

La surface de sédimentation actuelle est donnée en amont par la limite orientale du bassin sédimentaire actuel et en aval par l'isopaque 0 d'après Emery (1984).

Le tableau suivant répertorie l'aire (en 10^6 km^2) de la surface de sédimentation étape par étape selon un scénario d'étendue maximale, d'étendue moyenne ou d'étendue minimale et précise quel scénario est considéré comme le meilleur.

	maximale	moyenne	minimale	préférée
Actuel				$3,305.10^6 \text{ km}^2$
Paléogène				$3,303.10^6 \text{ km}^2$
Maastrichtien	$3,234.10^6 \text{ km}^2$		$2,558.10^6 \text{ km}^2$	minimale
Turonien	$1,471.10^6 \text{ km}^2$		$1,097.10^6 \text{ km}^2$	maximale
Albien	$1,808.10^6 \text{ km}^2$	$1,634.10^6 \text{ km}^2$	$1,211.10^6 \text{ km}^2$	maximale
Barrémien	$1,273.10^6 \text{ km}^2$	$0,830.10^6 \text{ km}^2$	$0,799.10^6 \text{ km}^2$	maximale
Jurassique	$0,871.10^6 \text{ km}^2$	$0,660.10^6 \text{ km}^2$	$0,458.10^6 \text{ km}^2$	maximale
syn-rift	$0,324.10^6 \text{ km}^2$	$0,378.10^6 \text{ km}^2$	$0,440.10^6 \text{ km}^2$	maximale

3. Marge Nord du Golfe de Guinée

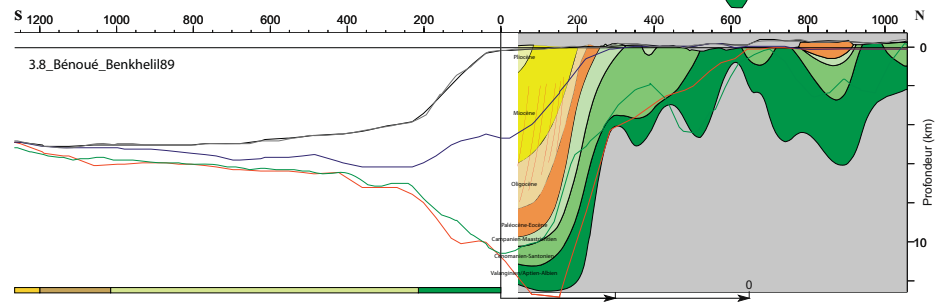
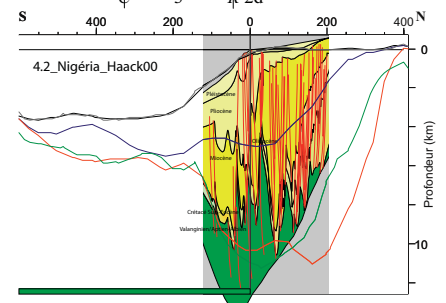
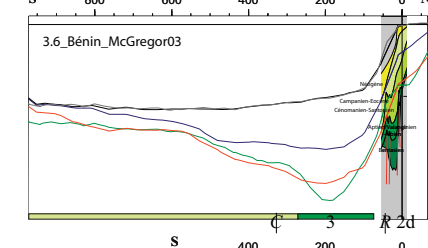
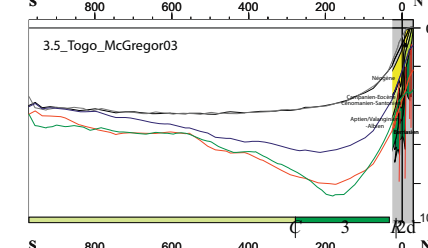
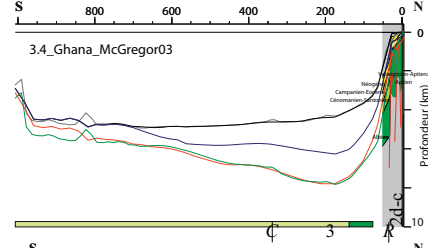
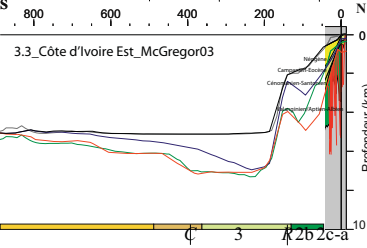
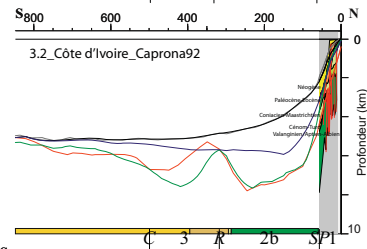
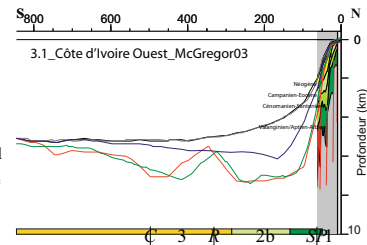
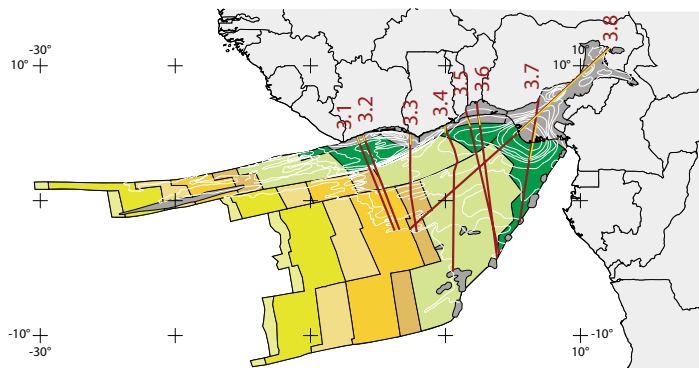
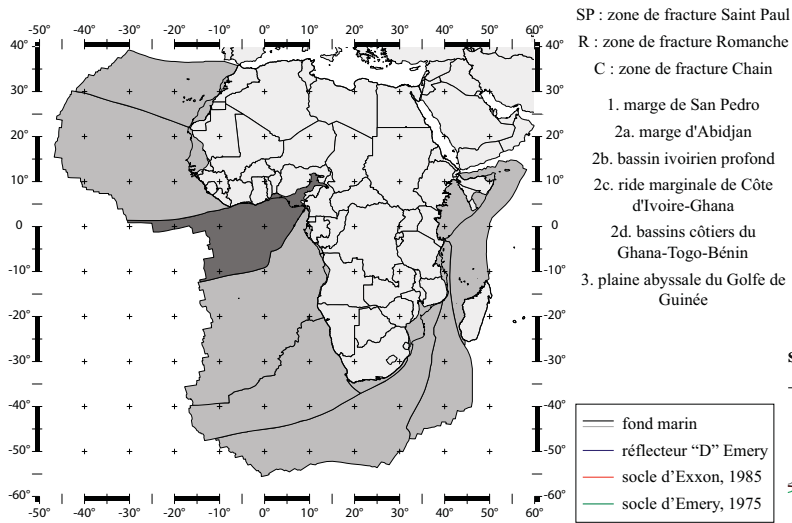


Figure 4.3.intro : Les huit coupes choisies pour décrire la marge Nord du Golfe de Guinée et leur position sur la carte de la marge (trait jaune pour la coupe de la bibliographie et trait rouge pour la coupe levée sous Gocad). Les coupes de la bibliographie redessinées (fond gris foncé) sont positionnées sur les coupes levées sous Gocad.

Partie 3 : Marge Nord du Golfe de Guinée

1. Les coupes interprétées.

Dans la marge Nord du Golfe de Guinée, huit coupes issues de la bibliographie ont été extrapolées (Figures 4.3.1 à 4.3.8). La figure 4.3.9 reprend la figure 4.3.intro en intégrant pour chaque coupe la meilleure hypothèse d'extrapolation.

En traversant la marge Nord du Golfe de Guinée du Nord au Sud, les six premières coupes sont découpées par les zones de fractures Saint Paul, Romanche et Chain. La sédimentation est en grande partie conditionnée par l'évolution géodynamique de ces hauts topographiques.

De plus, ces coupes extrapolées, essentiellement à partir des coupes de MacGregor *et al.* (2003), suivent le découpage tectono-sédimentaire de De Matos (2000) (avec deux hypothèses pour le début du stade syn-transtension) (cf. chapitre 3, introduction, paragraphe 2.2.2) :

- stade pré-transtension du Berriasien à la fin du Berriasien / au Barrémien
- stade syn-transtension/syn-transformant du Valanginien / de l'Aptien à l'Albien Supérieur.
- stade post-transformant du Cénomaniens à l'actuel.

Enfin, déterminer la limite entre le socle et les premiers sédiments syn-rift se heurte d'une part à la difficulté des hétérogénéités crustales du socle océanique et d'autre part à l'absence de niveau marquant le passage des vitesses sismiques caractéristiques de sédiments à celles caractéristiques du manteau (Sage, 1997). Les réflecteurs vert et rouge n'indiquent donc probablement pas le socle comme le supposent respectivement Emery (1975) et Exxon (1985), mais plutôt la fin de la séquence stratigraphique syn-transformante au Cénomaniens. Le socle n'est quant à lui probablement pas décrit par un réflecteur continu. La séquence syn-transformante étant de l'ordre de 2 km d'épaisseur (Sage, 1997), la limite inférieure de cette séquence (pour les six premières coupes) est prolongée en soustrayant au réflecteur rouge une épaisseur maximale de 3 km (hypothèse A), moyenne de 2 km (hypothèse B) ou minimale d'1 km (hypothèse C).

3.1 _Côte d'Ivoire Ouest (Figure 4.3.1)

La coupe de Côte d'Ivoire Ouest se situe dans la marge de San Pedro au niveau de San Pedro. D'orientation Nord-Sud, ses 835 km se découpent en 3 parties :

- ~ 60 km de la marge de San Pedro (coupe de MacGregor, 2003)
- ~265 km du bassin profond ivoirien
- ~165 km de la plaine abyssale entre les zones de fracture Romanche et Chain
- ~345 km de la plaine abyssale au Sud de la zone de fracture Chain

La coupe de Mac Gregor (2003), longue de 56 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 1) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Valanginien-Albien / Aptien-Albien	(vert foncé)	90-100	0-10		
Cénomanién-Santonien	(vert clair+)	50	50		
Campanien-Eocène	(vert clair-orange)	80	20		
Oligocène	(rose clair)	100			
Néogène	(jaune)	49	49		1 (altérite)

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Eocène.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Oligocène et Néogène. Cependant, à l'Oligocène, une chute globale du niveau marin de 100-150 m fait émerger la marge de San Pedro et les sédiments oligocènes ne sont préservés que dans les parties basses (Chierici, 1996). L'extrapolation fait donc appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse C), une hypothèse d'étendue moyenne (hypothèse B) et une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse A) de la séquence Oligocène.

L'homogénéité de l'épaisseur de la séquence Néogène n'est pas respectée dans l'hypothèse A. La lacune oligocène à l'origine de la discordance des sédiments marins miocènes sur les sédiments de l'Eocène Inférieur et Moyen dans la partie offshore indique une étendue du bassin sédimentaire limitée au Nord de la fracture de la Romanche et l'hypothèse B est alors à privilégier.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Santonien

L'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu contient les séquences Cénomanién-Santonien et Campanien-Eocène. La séquence Cénomanién-Santonien ne se dépose probablement pas dans la plaine abyssale au Sud la zone de fracture de la Romanche, la croûte océanique étant d'âge Eocène. Au Nord de la zone de fracture de la Romanche, l'extrapolation fait donc appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A) et une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse B et C).

Le rapport entre les épaisseurs des séquences Cénomanién-Santonien et Campanien-Eocène vers le large est plus respecté dans les hypothèses B et C qui sont donc à privilégier.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence Valanginien-Albien / Aptien-Albien

L'épaisseur des sédiments syn-transformants étant de l'ordre de 2 km d'après Sage (1997), l'hypothèse B est donc à privilégier.

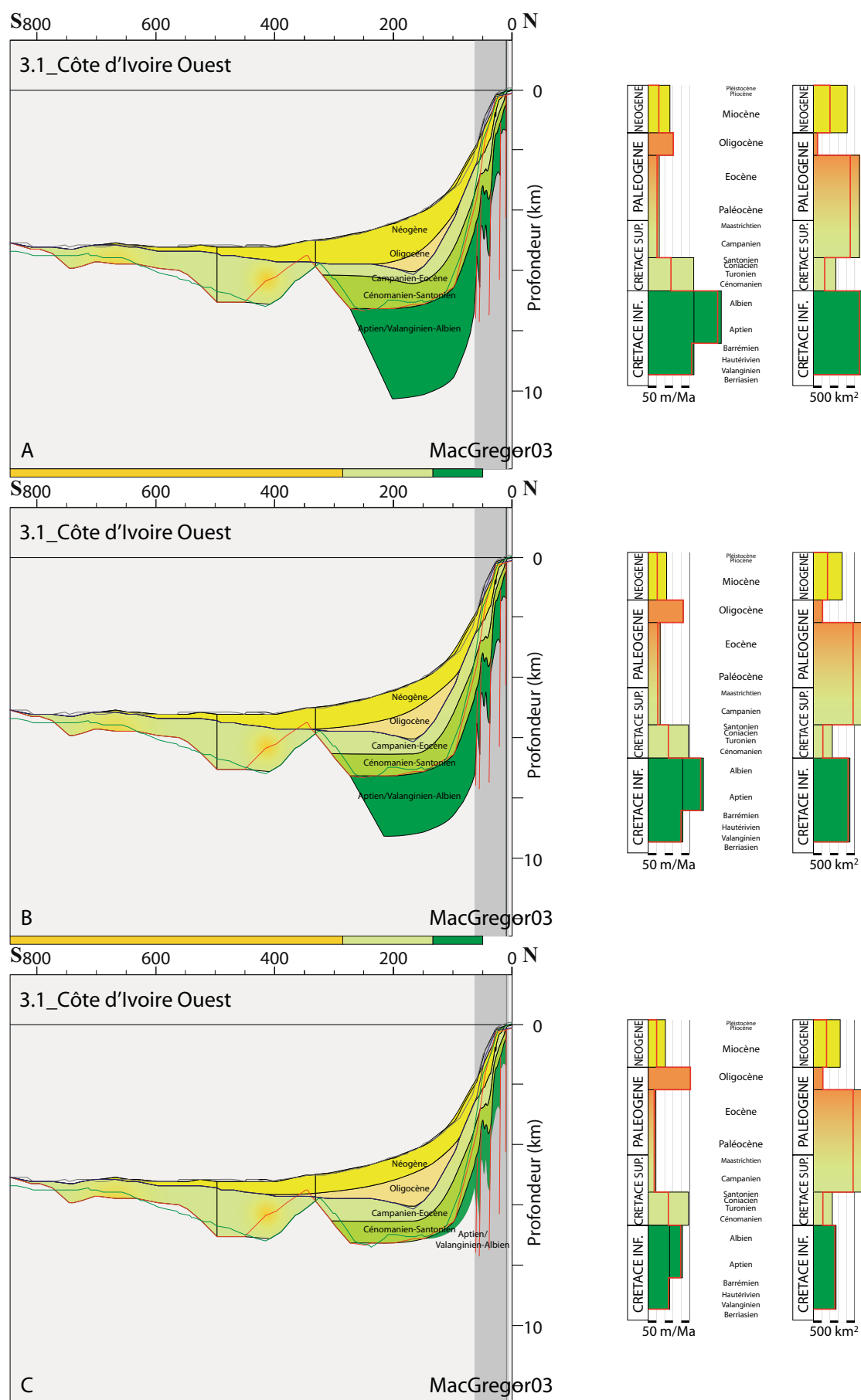


Figure 4.3.1 : Coupe de Côte d'Ivoire Ouest extrapolée à partir de la coupe de MacGregor (2003), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

3.2_Côte d'Ivoire (Figure 4.3.2)

La coupe de Côte d'Ivoire se situe dans la marge de San Pedro au niveau de Sassandra. D'orientation Nord-Sud, ses 840 km se découpent en 4 parties :

- ~ 45 km de la marge de San Pedro (coupe de de Caprona, 1992)
- ~270 km du bassin profond ivoirien
- ~180 km de la plaine abyssale entre les zones de fractures Romanche et Chain
- ~345 km de la plaine abyssale au Sud de la zone de fracture Chain

La coupe de Caprona (1992), longue de 48 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 1) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Valanginien-Albien / Aptien-Albien	(vert foncé)	90-100	0-10		
Cénomanién-Turinien	(vert clair+)	50	50		
Coniacien-Maastrichtien	(vert clair)	80	20		
Paléocène-Eocène	(orange)	80-90	10-20		
Oligocène	(rose clair)	100			
Néogène	(jaune)	49	49	1 (altérite)	

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Eocène. L'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu contient les séquences Cénomanién-Turonien, Coniacien-Maastrichtien et Paléocène-Eocène. La phase d'érosion ou de non-dépôt qui s'étend du Turonien ou Coniacien jusqu'au Santonien (Chierici, 1996) incite à biseauter très rapidement la séquence Cénomanién-Turonien. La limite inférieure de la séquence Paléocène-Eocène est prolongée en respectant l'épaisseur de la séquence dans la coupe de de Caprona (1992). Au Sud de la zone de fracture de la Romanche, la séquence Coniacien-Maastrichtien ne se dépose probablement pas, la croûte océanique étant d'âge Paléocène et Eocène.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Oligocène et Néogène. Cependant, à l'Oligocène, une chute globale du niveau marin de 100-150 m fait émerger la marge de San Pedro et les sédiments oligocènes ne sont préservés que dans les parties basses (Chierici, 1996). L'extrapolation fait donc appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A), une hypothèse d'étendue moyenne (hypothèse B) et une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) de la séquence Oligocène.

Le rapport entre les épaisseurs des séquences Oligocène et Néogène vers le large est plus respecté dans l'hypothèse B qui est alors à privilégier.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence Valanginien-Albien / Aptien-Albien

L'épaisseur des sédiments syn-transformants étant de l'ordre de 2 km d'après Sage (1997), l'hypothèse B est ainsi à privilégier.

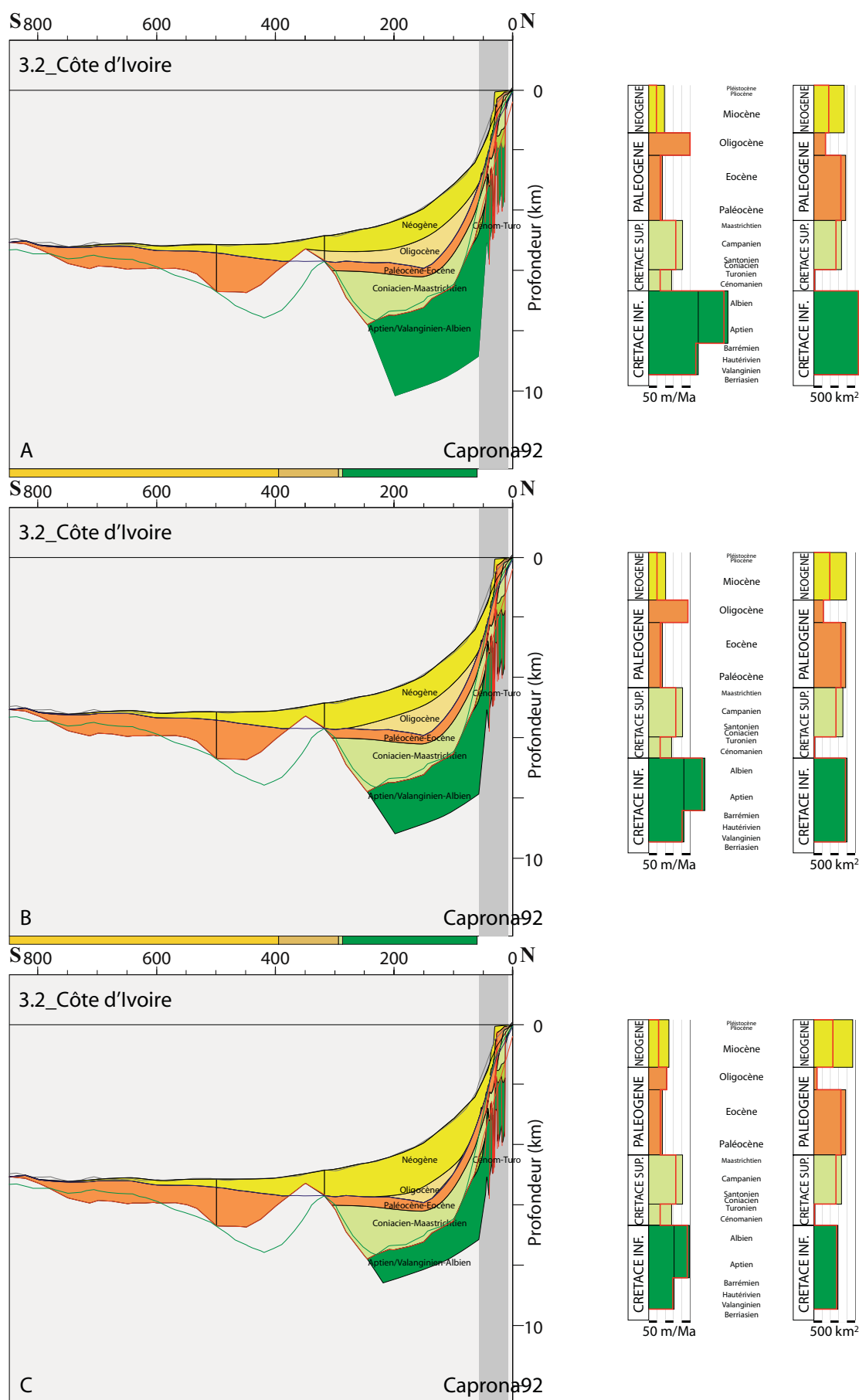


Figure 4.3.2 : Coupe de Côte d'Ivoire extrapolée à partir de la coupe de de Caprona (1992), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

3.3_Côte d'Ivoire Est (Figure 4.3.3)

La coupe de Côte d'Ivoire Est se situe dans la marge d'Abidjan au niveau de Tano. D'orientation Nord-Sud, ses 890 km se découpent en 4 parties :

- ~ 55 km de la marge d'Abidjan (coupe de MacGregor, 2003)
- ~ 95 km de la ride marginale Côte d'Ivoire-Ghana (puits ODP 159-959, 960, 961 et 962)
- ~250 km de la plaine abyssale entre les zones de fracture Romanche et Chain
- ~490 km de la plaine abyssale au Sud de la zone de fracture Chain

La coupe de MacGregor (2003), longue de 56 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 2) est la suivante :

	lithologie	terrignène	carbonatée	évaporitique	volcanique
Valanginien-Albien / Aptien-Albien	(vert foncé)	100			
Cénomanién-Santonien	(vert clair+)	50 ?	50 ?		
Campanien-Eocène	(vert clair-orange)	40-50		50-60 (bio-siliceux)	
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Néogène	(jaune)	50 ?	50 ?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Eocène.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Oligocène et Néogène. Cependant, à l'Oligocène, une chute globale du niveau marin de 100-150 m fait émerger la marge d'Abidjan et les sédiments oligocènes ne sont préservés que dans les parties basses (Chierici, 1996). L'extrapolation fait donc appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèses A et B) et à une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) de la séquence Oligocène.

L'épaisseur et la profondeur de la séquence Oligocène dans le puits ODP 159-959 sont plus cohérentes avec l'hypothèse d'étendue maximale (A et B) du bassin sédimentaire.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Santonien

L'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu contient les séquences Cénomanién-Santonien et Campanien-Eocène. Au niveau de la zone de fracture de la Romanche, cette intervalle se resserrant considérablement, la séquence Cénomanién-Santonien se biseaute probablement sur le flanc Sud de la zone de fracture. L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèses A et B) et à une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) de cette séquence.

L'épaisseur et la profondeur de la séquence Crétacé Supérieur dans le puits ODP 159-959 suggèrent une étendue maximale du bassin sédimentaire au début du Crétacé Supérieur. Notre préférence ira à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire au Santonien (hypothèses A et B).

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence Valanginien-Albien / Aptien-Albien

L'épaisseur des sédiments syn-transformants étant de l'ordre de 2 km d'après Sage (1997), l'hypothèse B est à privilégier.

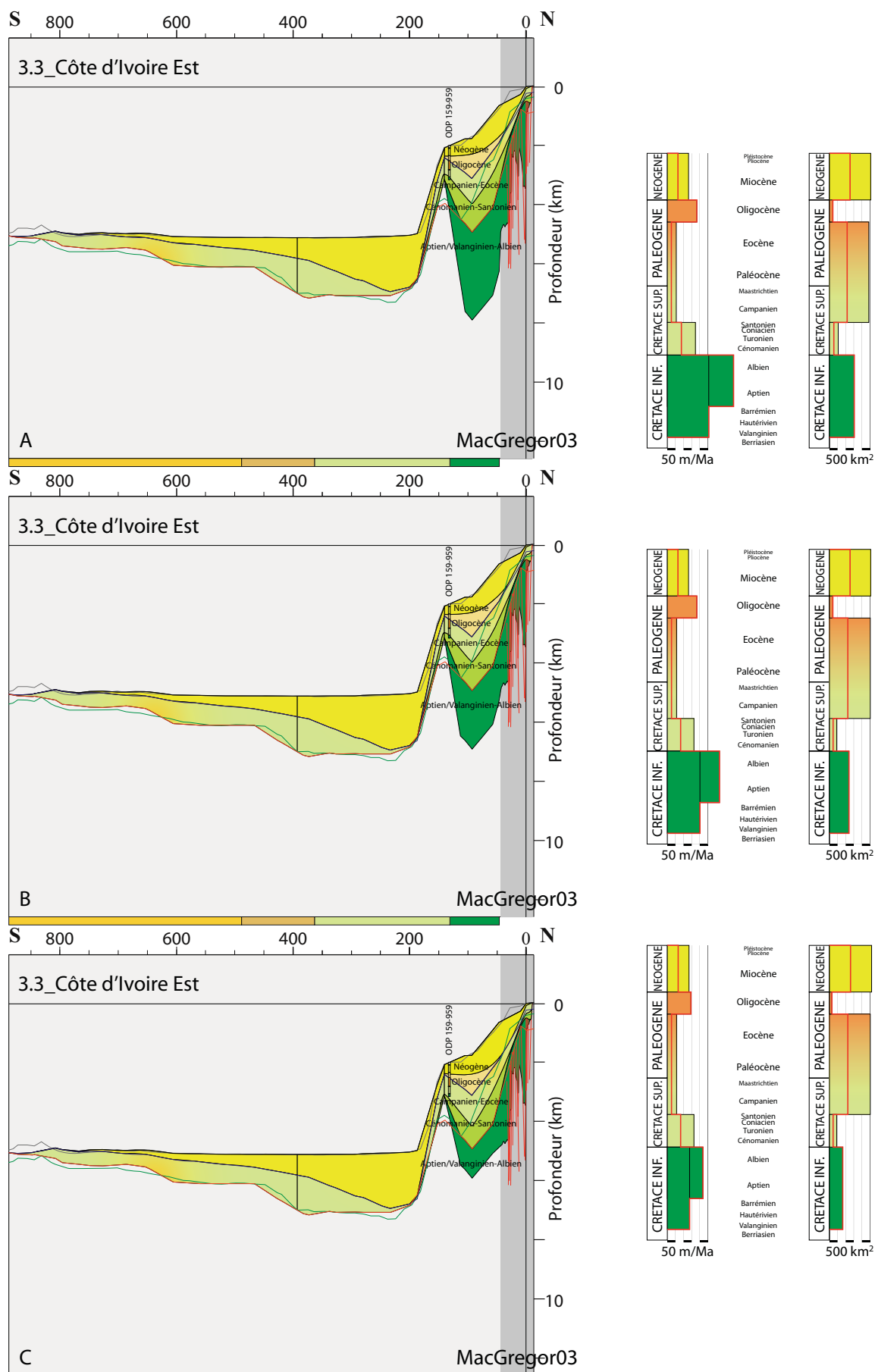


Figure 4.3.3 : Coupe de Côte d'Ivoire Est extrapolée à partir de la coupe de MacGregor (2003), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et du puits ODP 159-959 (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

3.4_Ghana (Figure 4.3.4)

La coupe du Ghana se situe dans les bassins côtiers du Ghana-Togo-Bénin au niveau d'Accra. D'orientation Nord-Sud, ses 995 km se découpent en 3 parties :

- ~ 30 km de la ride marginale CI-Ghana (coupe de MacGregor, 2003)
- ~305 km de la plaine abyssale entre les zones de fractures Romanche et Chain
- ~660 km de la plaine abyssale au Sud de la zone de fracture Chain

La coupe de MacGregor (2003), longue de 56 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Valanginien-Aptien / Aptien	(vert foncé)	100			
Albien	(vert foncé)	100			
Cénomanién-Santonien	(vert clair+)	50 ?	50 ?		
Campanien-Eocène	(vert clair-orange)	40-50		50-60 (bio-siliceux)	
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Néogène	(jaune)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Eocène.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Oligocène et Néogène. Cependant, à l'Oligocène, une chute globale du niveau marin de 100-150 m fait émerger la ride marginale et les sédiments oligocènes ne sont préservés que dans les parties basses (Chierici, 1996). L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèses B et C) et à une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse A) de la séquence Oligocène.

Comme pour la coupe 3.3_Côte d'Ivoire Est, notre préférence va à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire à l'Oligocène (hypothèses B et C).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Santonien

L'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu contient les séquences Cénomanién-Santonien et Campanien-Eocène. L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire au Santonien (hypothèses A et B) pour laquelle les deux séquences atteignent la fin de la coupe et à une hypothèse d'étendue minimale du bassin sédimentaire au Santonien (hypothèse C) pour laquelle la séquence Cénomanién-Santonien se biseaute au Sud de la zone de fracture de la Romanche.

La croûte océanique d'âge Crétacé Supérieur étant particulièrement longue dans cette région, le bassin sédimentaire peut potentiellement être très étendu au Santonien et l'hypothèse d'une étendue maximale (hypothèses A et B) est à privilégier.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Albien

Les séquences du Valanginien-Aptien / Aptien et de l'Albien se déposent dans des grabens au Nord de la coupe de MacGregor (2003) : les sédiments syn-transformants y atteignent une épaisseur de l'ordre de 2 km (cf. Sage, 1997). La coupe de MacGregor (2003)

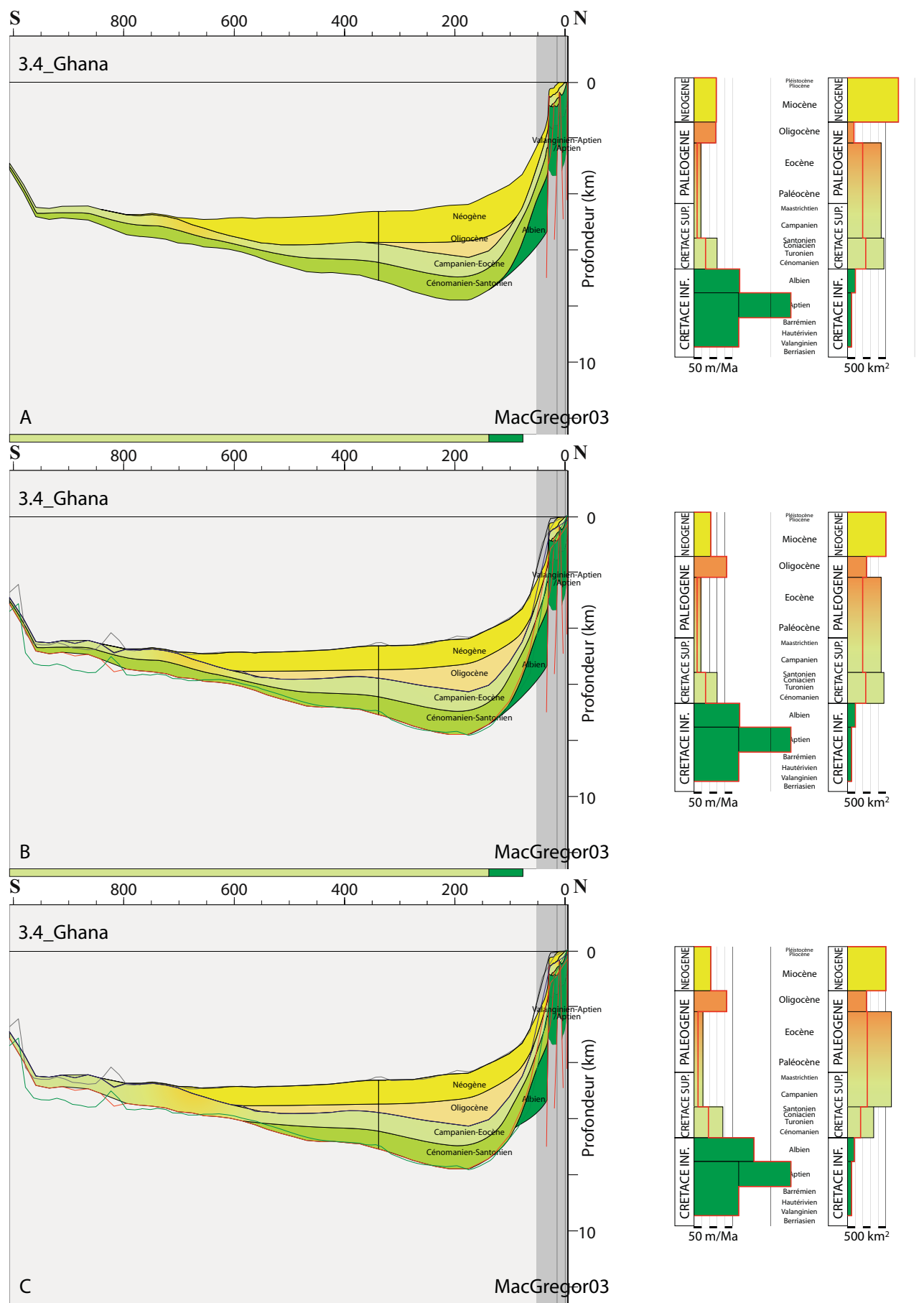


Figure 4.3.4 : Coupe du Ghana extrapolée à partir de la coupe de MacGregor (2003), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

montre également que la séquence du Valanginien-Aptien / Aptien est absente au Sud de la zone de fracture de la Romanche contrairement à la séquence de l'Albien. La limite inférieure de cette séquence, dont la profondeur est indiquée au Sud de la coupe de MacGregor (2003), peut être prolongée plus ou moins loin vers le Sud jusqu'au réflecteur rouge et l'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèses A et B) et à une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) du bassin sédimentaire à l'Albien.

En l'absence de critère discriminant, notre préférence à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire à l'Albien (A et B) est à relativiser.

3.5_Togo (Figure 4.3.5)

La coupe du Togo se situe dans les bassins côtiers du Ghana-Togo-Bénin au niveau de Lomé. D'orientation Nord-Sud, ses 990 km se découpent en 4 parties :

- ~ 30 km du bassin côtier (coupe de MacGregor, 2003)
- ~10 km de la pente continentale (coupe de MacGregor, 2003)
- ~265 km de la plaine abyssale entre les zones de fractures Romanche et Chain
- ~685 km de la plaine abyssale au Sud de la zone de fracture Chain

La coupe de MacGregor (2003), longue de 53 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien / Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	100			
Valanginien-Albien / Aptien-Albien	(vert foncé-)	100			
Cénomaniens-Santonien	(vert clair+)	50 ?	50 ?		
Campanien-Eocène	(vert clair-orange)	40-50		50-60 (bio-siliceux)	
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Néogène	(jaune)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Eocène.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Oligocène et Néogène. Cependant, à l'Oligocène, une chute globale du niveau marin de 100-150 m fait émerger le bassin côtier et les sédiments oligocènes ne sont préservés que dans les parties basses (Chierici, 1996). L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A et B) et à une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) de la séquence Oligocène.

Comme pour la coupe 3.3_Côte d'Ivoire Est, notre préférence va à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire à l'Oligocène (hypothèses B et C).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Santonien

L'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu contient les séquences Cénomaniens-Santonien et Campanien-Eocène. L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maxi-

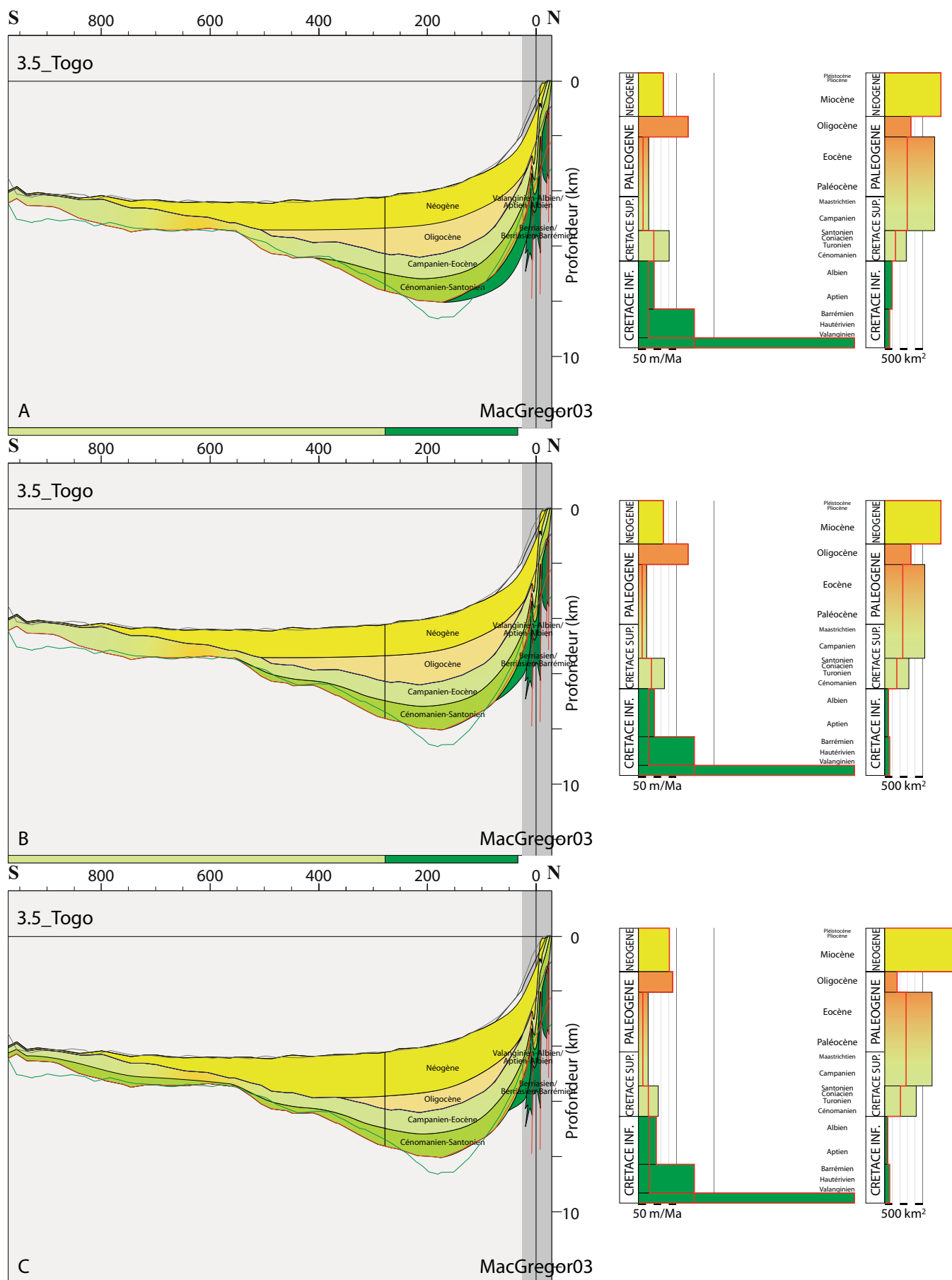


Figure 4.3.5 : Coupe du Togo extrapolée à partir de la coupe de MacGregor (2003), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

male (hypothèse C) pour laquelle les deux séquences atteignent la fin de la coupe, à une hypothèse d'étendue moyenne (hypothèse B) pour laquelle la séquence Cénomanién-Santonien se biseaute au milieu de la plaine abyssale et à une hypothèse d'étendue minimale du bassin sédimentaire au Santonien (hypothèse A) pour laquelle la séquence Cénomanién-Santonien se biseaute au Sud de la zone de fracture de la Romanche.

Le rapport entre les épaisseurs des séquences Cénomanién-Santonien et Campanien-Eocène vers le large est plus respecté dans l'hypothèse B qui est alors à privilégier (étendue moyenne du bassin sédimentaire au Santonien).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Albien

Les séquences du Berriasien / Berriasien-Barrémien et du Valanginien-Albien / Aptien-Albien se déposent dans des grabens au Nord de la coupe de MacGregor (2003) : les sédiments syn-transformants y atteignent une épaisseur de l'ordre de 2 km (cf. Sage, 1997). La coupe de MacGregor (2003) montre également que la séquence du Berriasien / Berriasien-Barrémien est absente à son extrémité Sud contrairement à la séquence du Valanginien-Albien / Albien. La limite inférieure de cette séquence, dont la profondeur est indiquée au Sud de la coupe de MacGregor (2003), peut être prolongée plus ou moins loin vers le Sud jusqu'au réflecteur rouge et l'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A), à une hypothèse d'étendue moyenne (hypothèse B) et à une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) du bassin sédimentaire à l'Albien.

En l'absence de critère discriminant, le choix de l'hypothèse d'étendue moyenne du bassin sédimentaire à l'Albien (B) pour les coupes 3.4_Ghana, 3.5_Togo et 3.6_Bénin permet de minimiser l'erreur.

3.6_Bénin (Figure 4.3.6)

La coupe du Bénin se situe dans le bassin de Dahomey au niveau de Porto Novo. D'orientation Nord-Sud, ses 1025 km se découpent en 4 parties :

- ~ 65 km du bassin côtier (coupe de MacGregor, 2003)
- ~45 km de la pente continentale (coupe de MacGregor, 2003)
- ~280 km de la plaine abyssale entre les zones de fractures Romanche et Chain
- ~635 km de la plaine abyssale au Sud de la zone de fracture Chain

La coupe de MacGregor (2003), longue de 68 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien / Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	100			
Valanginien-Albien / Aptien-Albien	(vert foncé-)	100			
Cénomanién-Santonien	(vert clair+)	50 ?	50 ?		
Campanien-Eocène	(vert clair-orange)	40-50		50-60 (bio-siliceux)	
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Néogène	(jaune)	100 ?			

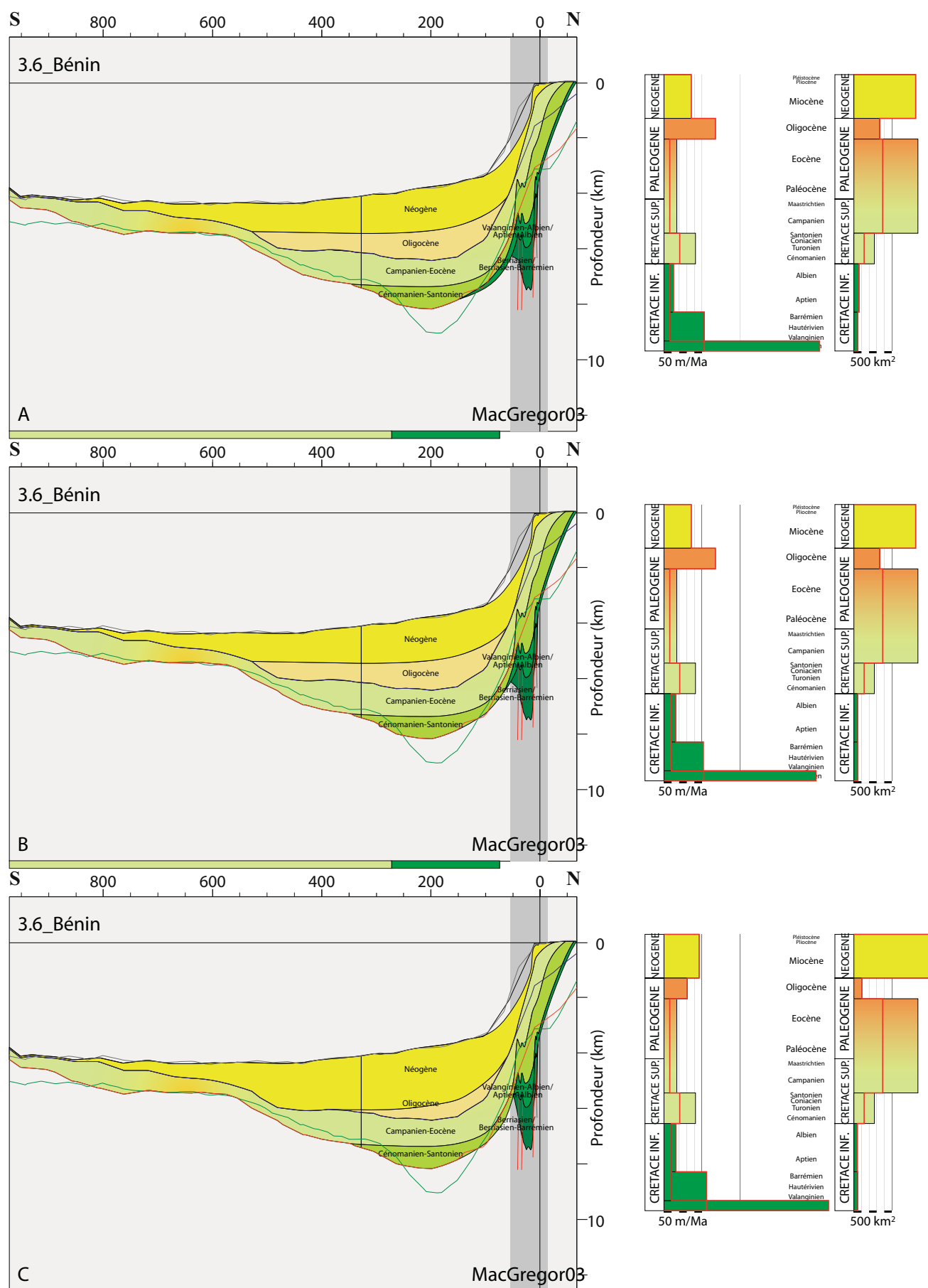


Figure 4.3.6 : Coupe du Bénin extrapolée à partir de la coupe de MacGregor (2003), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Eocène. L'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu contient les séquences Cénomanien-Santonien et Campanien-Eocène. La limite inférieure de la séquence Campanien-Eocène est prolongée en conservant la même épaisseur jusqu'à une remontée du réflecteur rouge juste après la zone de fracture de Chain sur laquelle la séquence Cénomanien-Santonien vient buter.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Oligocène et Néogène. Cependant, à l'Oligocène, une chute globale du niveau marin de 100-150 m fait émerger le bassin côtier et les sédiments oligocènes ne sont préservés que dans les parties basses (Chierici, 1996). L'extrapolation fait donc appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A et B) et une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) de la séquence Oligocène.

Comme pour la coupe 3.3_Côte d'Ivoire Est, notre préférence va à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire à l'Oligocène (hypothèses A et B).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Albien

Les séquences du Berriasien / Berriasien-Barrémien et du Valanginien-Albien / Aptien-Albien se déposent dans des étroits grabens de la coupe de MacGregor (2003) : les sédiments syn-transformants y atteignent une épaisseur de l'ordre de 2 km (cf. Sage, 1997). Ces séquences sont très peu épaisses à l'extrémité Sud de la coupe de MacGregor (2003) où la séquence du Valanginien-Albien / Aptien-Albien recouvre en discordance celle du Berriasien / Berriasien-Barrémien. La limite inférieure de cette séquence peut être prolongée plus ou moins loin vers le Sud jusqu'au réflecteur rouge et l'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A), une hypothèse d'étendue moyenne (hypothèse B) et à une hypothèse d'étendue minimale (hypothèse C) du bassin sédimentaire à l'Albien.

En l'absence de critère discriminant, le choix de l'hypothèse d'étendue moyenne du bassin sédimentaire à l'Albien (B) pour les coupes 3.4_Ghana, 3.5_Togo et 3.6_Bénin permet de minimiser l'erreur.

3.7_Nigéria (Figure 4.3.7)

La coupe du Nigéria se situe dans le delta du Niger entre Warri et Aba. D'orientation Nord-Sud, ses 1000 km se découpent en 3 parties :

~405 km du bassin onshore (coupe de Haack, 2000)

~170 km de la pente continentale

~425 km de la plaine abyssale

La coupe de Haack (2000), longue de 323 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 4) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Valanginien-Albien/ Aptien-Albien	(vert foncé)	95-100			5 ?
Crétacé Sup.-Eocène	(vert clair-orange)	40-45	50		5-10 ?
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Miocène	(jaune)	100 ?			
Pliocène	(crème+)	100 ?			
Pléistocène	(crème-)	100 ?			

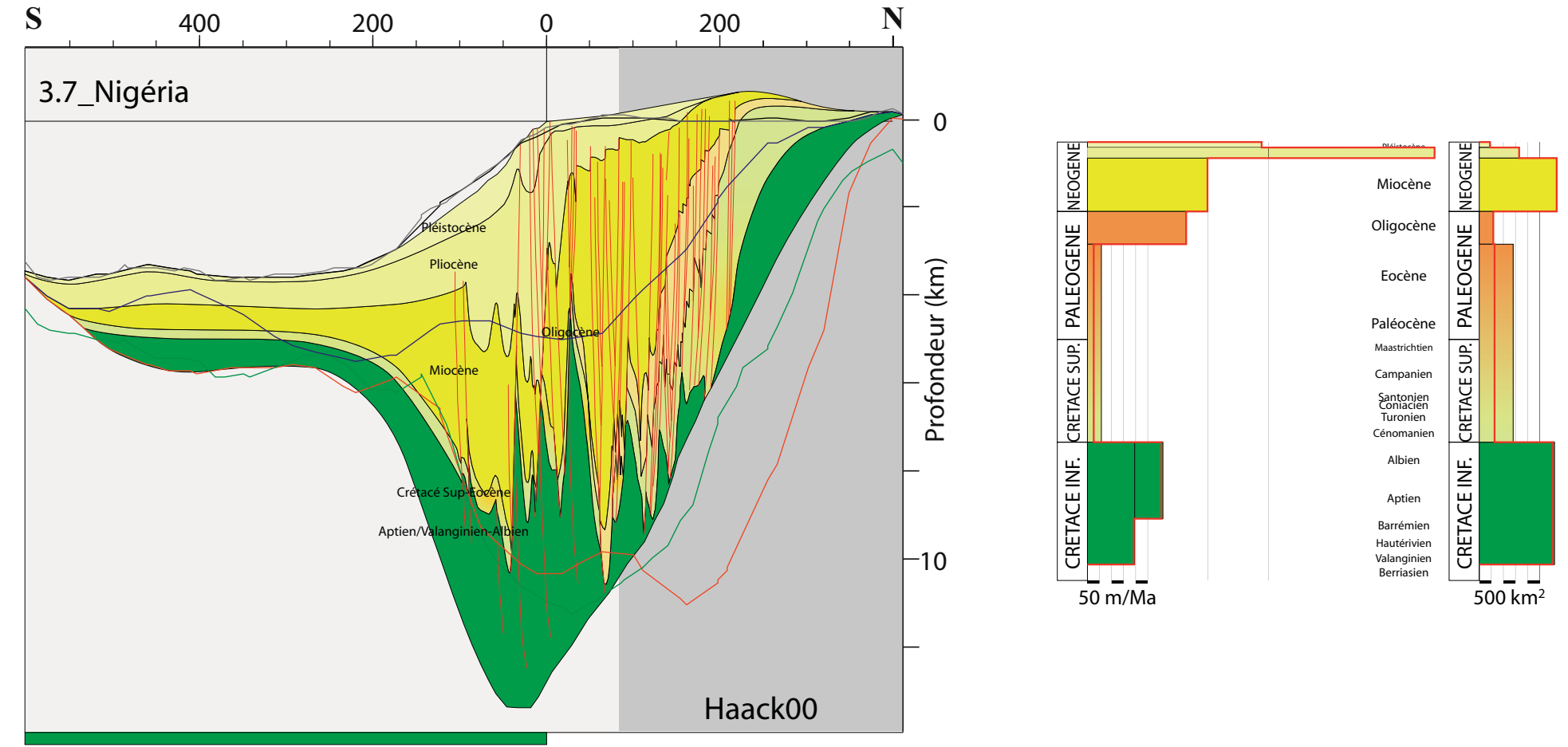


Figure 4.3.7 : Coupe du Nigéria extrapolée à partir de la coupe de Haack (2000), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique. Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Le delta du Niger, traversé du Nord au Sud par la coupe de Haack (2000), est essentiellement rempli par les épaisses séquences du Cénozoïque. Cependant, la séquence de l'Oligocène est érodée par l'«*Oligocène Unconformity*».

Dans cette coupe, aucun âge n'est attribué au réflecteur «D» d'Emery, 1975 (en bleu). La limite inférieure de la séquence Valanginien-Albien/Aptien-Albien est prolongée jusqu'au réflecteur rouge (socle selon Exxon, 1985). L'intervalle entre les réflecteurs du socle (en rouge) et du plancher océanique (en noir) se resserrant considérablement et aucune donnée n'indiquant de lacune dans la plaine abyssale (excepté à l'Oligocène), les six séquences de la coupe sont extrapolées en respectant au mieux le rapport entre leurs épaisseurs respectives.

3.8_Bénoué (Figure 4.3.8)

La coupe de Bénoué parcourt la fosse de la Bénoué puis par le delta du Niger en passant par Warri et se prolonge dans la plaine abyssale au Sud de la zone de fracture de Charcot. D'orientation NE-SW, ses 2295 km se découpent en 7 parties :

- ~135 km dans l'«Upper Benue» (coupe de Benkhelil, 1989)
- ~140 km du bassin Kerri-Kerri (coupe de Benkhelil, 1989)
- ~335 km dans le «Middle Benue» (coupe de Benkhelil, 1989)
- ~230 km du synclinal d'Anambra (coupe de Benkhelil, 1989)
- ~200 km du delta (coupe de Benkhelil, 1989)
- ~220 km du prodelta
- ~1030 km de la plaine abyssale

La coupe de Benkhelil (1989), longue de 1002 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 3, paragraphe 4) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Valanginien-Albien/Aptien-Albien	(vert foncé)	95-100			5 ?
Cénomaniens-Santonien	(vert clair+)	70-80	20-25		5 ?
Campanien-Maastr.	(vert clair-)	50	50		
Paléocène-Eocène	(orange)	95 ?			5 ?
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Miocène	(jaune)	100 ?			
Pliocène	(crème)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Le fossé de la Bénoué, décrit par la coupe de Benkhelil (1989), est rempli par les séquences plissées du Crétacé, avec toutefois une lacune de la séquence du Campanien-Maastrichtien dans le «*Middle Benue*». La séquence du Paléocène-Eocène, à l'affleurement dans le bassin Kerri-Kerri dans la partie NE de la coupe, marque la séparation entre le synclinal d'Anambra et le delta du Niger dans la partie SE de la coupe de Benkhelil (1989). Dans le delta du Niger, les séquences du Cénozoïque sont très épaisses. Cependant, la séquence de l'Oligocène est érodée par l'«*Oligocène Unconformity*».

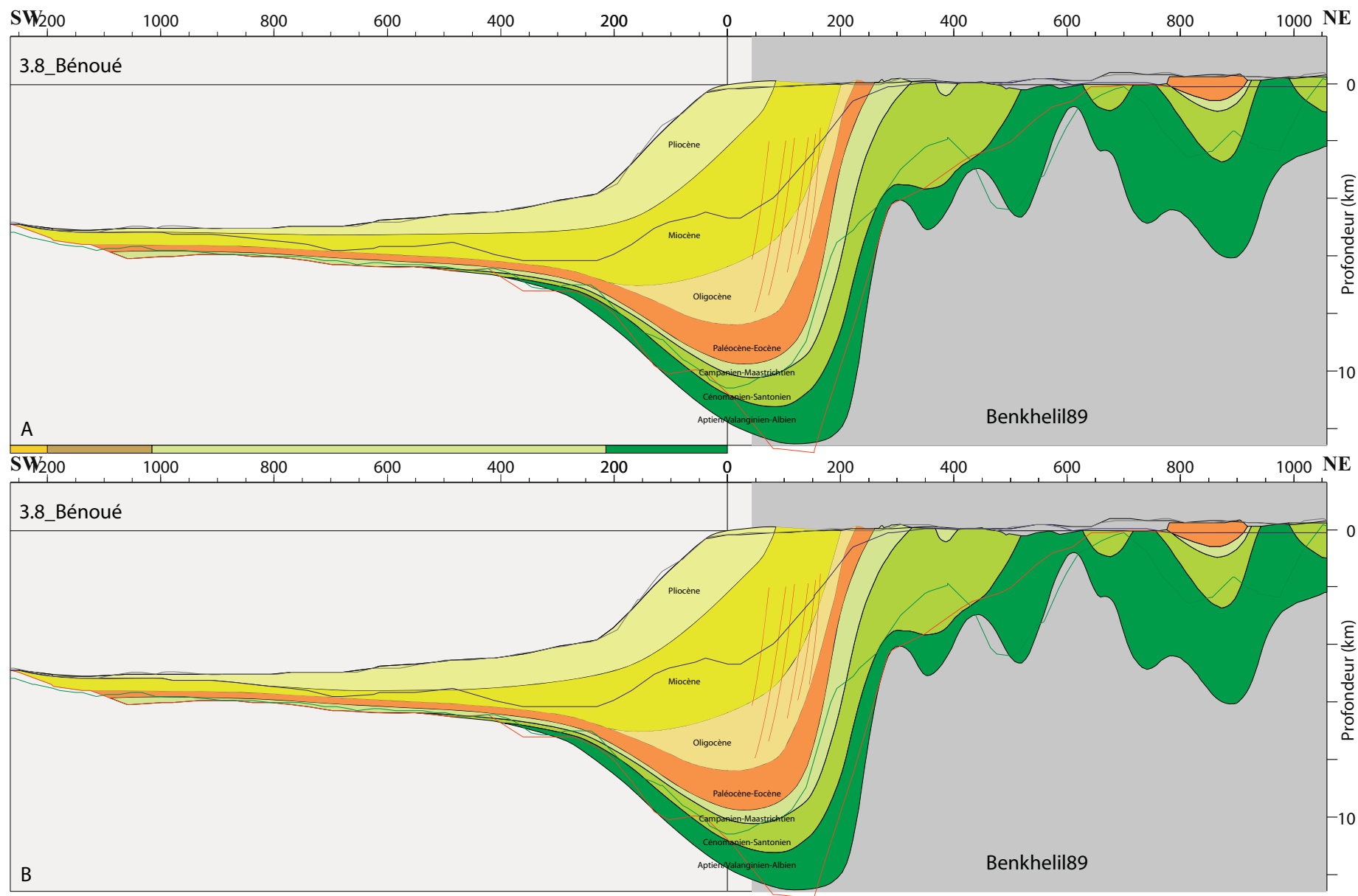
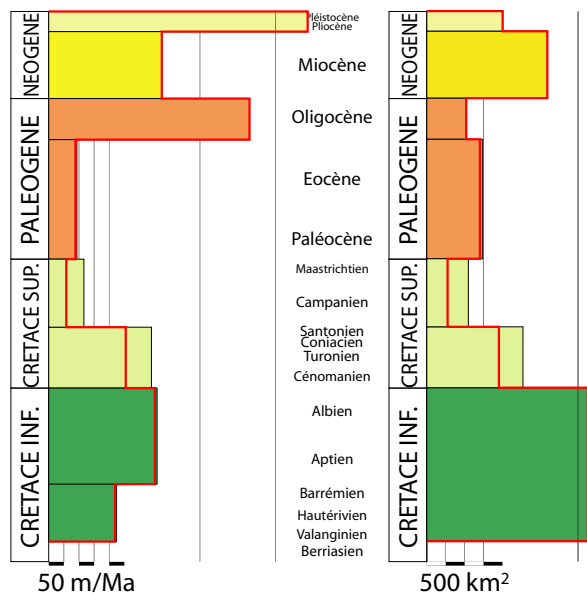
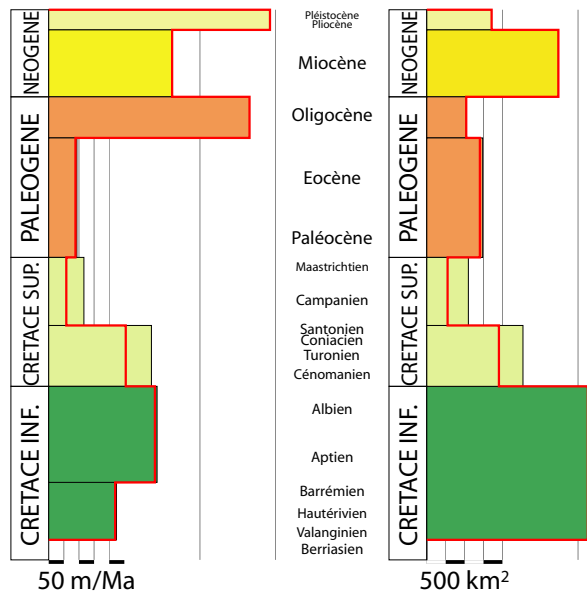


Figure 4.3.8 : Coupe de la Bénéoué extrapolée à partir de la coupe de Benkhelil (1988), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.



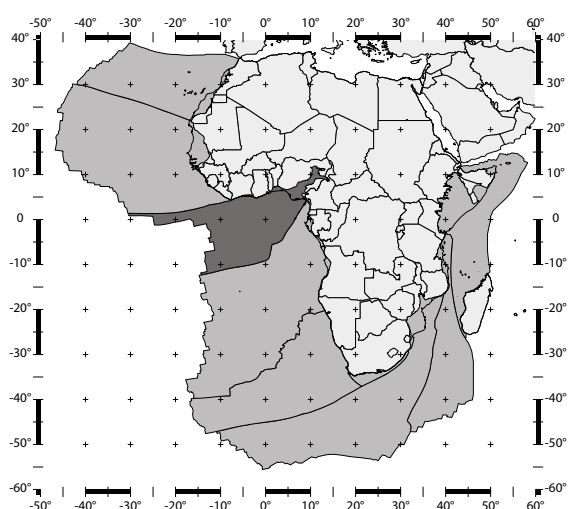
La limite inférieure de la séquence Valanginien-Albien/Aptien-Albien est prolongée jusqu'au réflecteur rouge (socle selon Exxon, 1985). L'intervalle entre les réflecteurs du socle (en rouge) et du plancher océanique (en noir) se resserrant considérablement et aucune donnée n'indiquant de lacune dans la plaine abyssale (excepté à l'Oligocène), les sept séquences de la coupe sont extrapolées en respectant au mieux le rapport entre leurs épaisseurs respectives. Dans cette coupe, aucun âge n'est attribué au réflecteur «D» d'Emery, 1975 (en bleu) mais il est contenu dans la séquence Miocène.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence du Pliocène

L'incertitude sur l'épaisseur de la séquence Pliocène amène à formuler une hypothèse d'épaisseur minimale (hypothèse A) et une hypothèse d'épaisseur maximale (hypothèse B).

Le rapport entre les épaisseurs des séquences Miocène et Pliocène vers le large est plus respecté dans l'hypothèse A qui est alors à privilégier (hypothèse d'épaisseur minimale de la séquence du Pliocène).

3. Marge Nord du Golfe de Guinée



SP : zone de fracture Saint Paul

R : zone de fracture Romanche

C : zone de fracture Chain

1. marge de San Pedro

2a. marge d'Abidjan

2b. bassin ivoirien profond

2c. ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana

2d. bassins côtiers du Ghana-Togo-Bénin

3. plaine abyssale du Golfe de Guinée

— fond marin
— réflecteur "D" Emery
— socle d'Exxon, 1985
— socle d'Emery, 1975

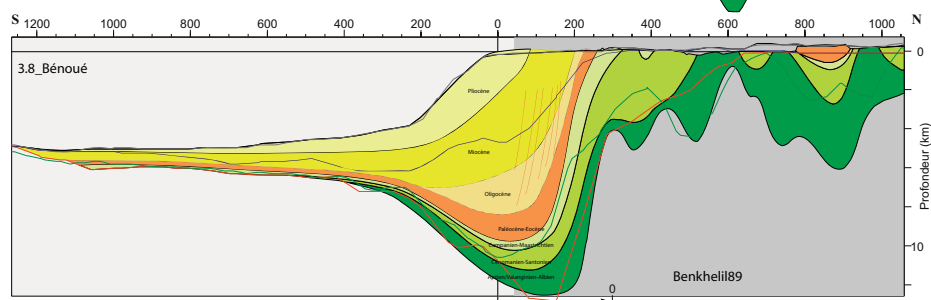
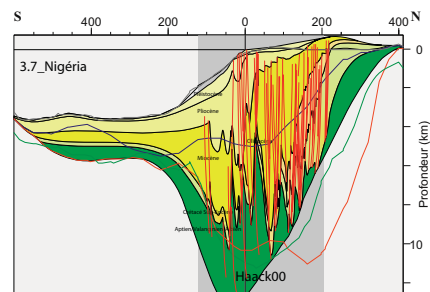
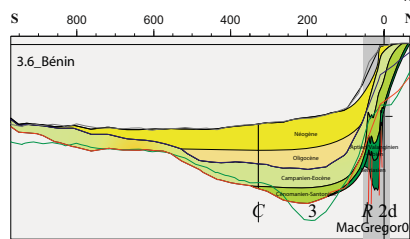
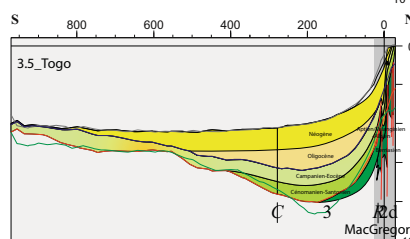
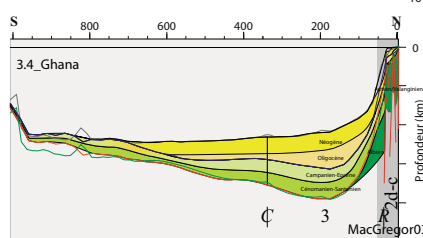
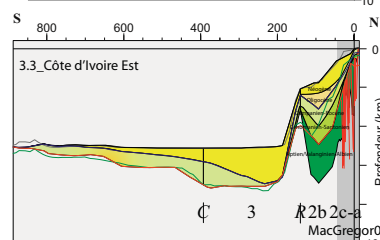
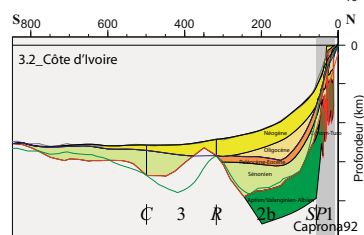
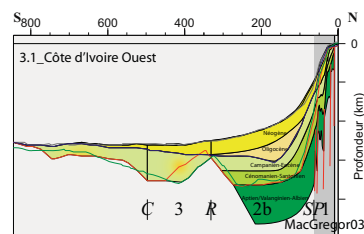


Figure 4.3.9 : Les huit coupes extrapolées préférées pour la marge Nord du Golfe de Guinée.

2. La surface de sédimentation au cours du Méso-Cénozoïque.

La résolution stratigraphique des coupes extrapolées permet de connaître l'étendue de la surface de sédimentation à 6 époques du Méso-Cénozoïque. La figure 4.3.10 représente la surface de sédimentation sur un extrait de la carte des âges de la croûte océanique (UNESCO, 2004) à la fin de chacune de ces 6 périodes.

Dans la marge Nord du Golfe de Guinée, la surface active de sédimentation croît vers le Sud et l'Ouest tout au long de l'ouverture de l'océan Atlantique Equatorial excepté lors de la discontinuité de l'Oligocène.

Les premiers sédiments se déposent au Berriasien ou au Barrémien au large du Togo et du Bénin sur environ 50 km de large. L'incertitude sur l'étendue vers l'Est et l'Ouest amène à considérer deux scénarios d'étendue maximale et minimale.

A l'Albien, la sédimentation débute dans la fosse de la Bénoué et atteint la zone de fracture de la Romanche. L'isopaque 3 km d'épaisseur d'après EXXON (1985) indique la probable limite occidentale de la surface de sédimentation au large de la Côte d'Ivoire alors que la limite de la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur indique celle au large de la ligne volcanique du Cameroun. L'incertitude se focalise au large du Ghana, du Togo et du Bénin avec la formulation d'un scénario d'étendue maximale d'environ 200 km de large en suivant la limite de la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur (qui est ainsi à privilégier) et un scénario d'étendue minimale de moins d'une centaine de km de large.

Au Santonien, la sédimentation croît essentiellement au Sud de la zone de fracture de Chain dans la plaine abyssale du Golfe de Guinée. En effet, la surface de sédimentation atteint entre de 400 km et 1000 km au large du Ghana, du Togo et du Bénin selon le scénario d'étendue moindre ou maximale.

A l'Eocène, l'étendue de la surface de sédimentation atteint l'isopaque 0,5 d'après EXXON (1985) selon le scénario d'étendue minimale dans le Nord de la marge. Elle atteint déjà l'isopaque 0 d'après Emery (1984) dans le Sud de la marge.

Le hiatus stratigraphique de l'Oligocène Supérieur induit une surface de sédimentation peu étendue à la fin de l'Oligocène. Les deux scénarios d'étendue maximale et minimale suivent en grande partie respectivement l'isopaque 2 et 3 km d'après EXXON (1985).

La surface de sédimentation actuelle est donnée en amont par la limite du bassin sédimentaire actuel à terre et en aval par l'isopaque 0 d'après Emery (1984).

Le tableau suivant répertorie l'aire (en 10^6 km^2) de la surface de sédimentation étape par étape selon un scénario d'étendue maximale et un scénario d'étendue minimale et précise quel scénario est considéré comme le meilleur.

	maximale	minimale	préférée
Actuel			$1,682.10^6 \text{ km}^2$
Oligocène	$0,557.10^6 \text{ km}^2$	$0,320.10^6 \text{ km}^2$	maximale
Eocène	$1,653.10^6 \text{ km}^2$	$1,605.10^6 \text{ km}^2$	minimale
Santonien	$1,191.10^6 \text{ km}^2$	$0,944.10^6 \text{ km}^2$	minimale
Albien	$0,611.10^6 \text{ km}^2$	$0,541.10^6 \text{ km}^2$	maximale
Berriasien/Barrémien	$0,017.10^6 \text{ km}^2$	$0,010.10^6 \text{ km}^2$	maximale

3. Marge Nord du Golfe de Guinée

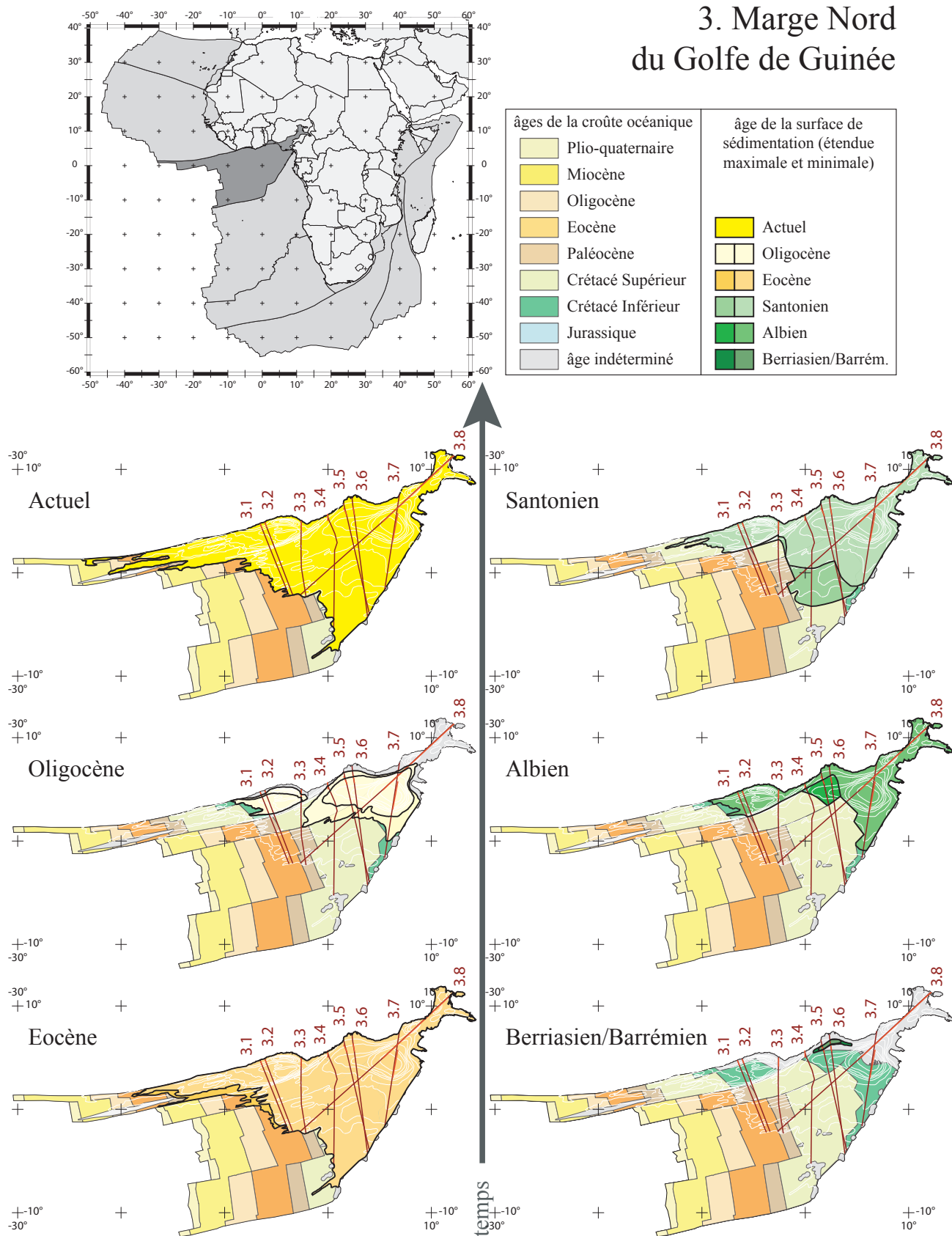
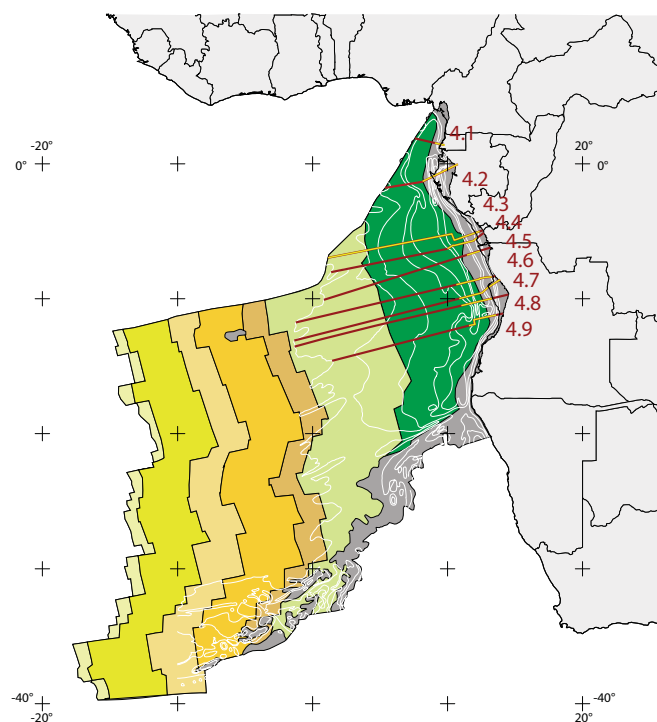
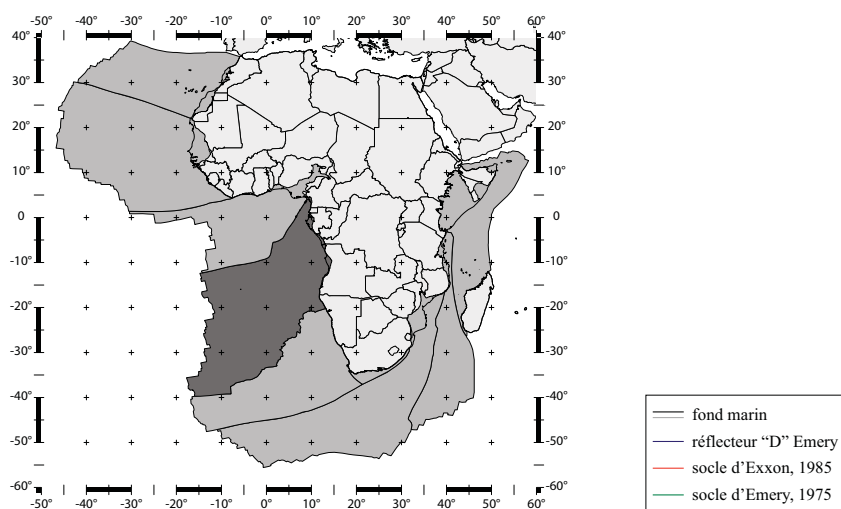


Figure 4.3.10 : Etendue maximale et minimale de la surface de sédimentation de la marge Nord du Golfe de Guinée à la fin du Berriasien ou Barrémien, Albien, Santonien, Eocène, Oligocène et à l'actuel.

4. Marge Sud du Golfe de Guinée



Hudec, M. R., *et al.* (2004) Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola: Salt tectonic triggered by repeated uplift of a metastable passive margin, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 88, pp. 971-990.

Lavier, L. L., *et al.* (2001) Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. Marine Geology, 178, pp. 63-80.

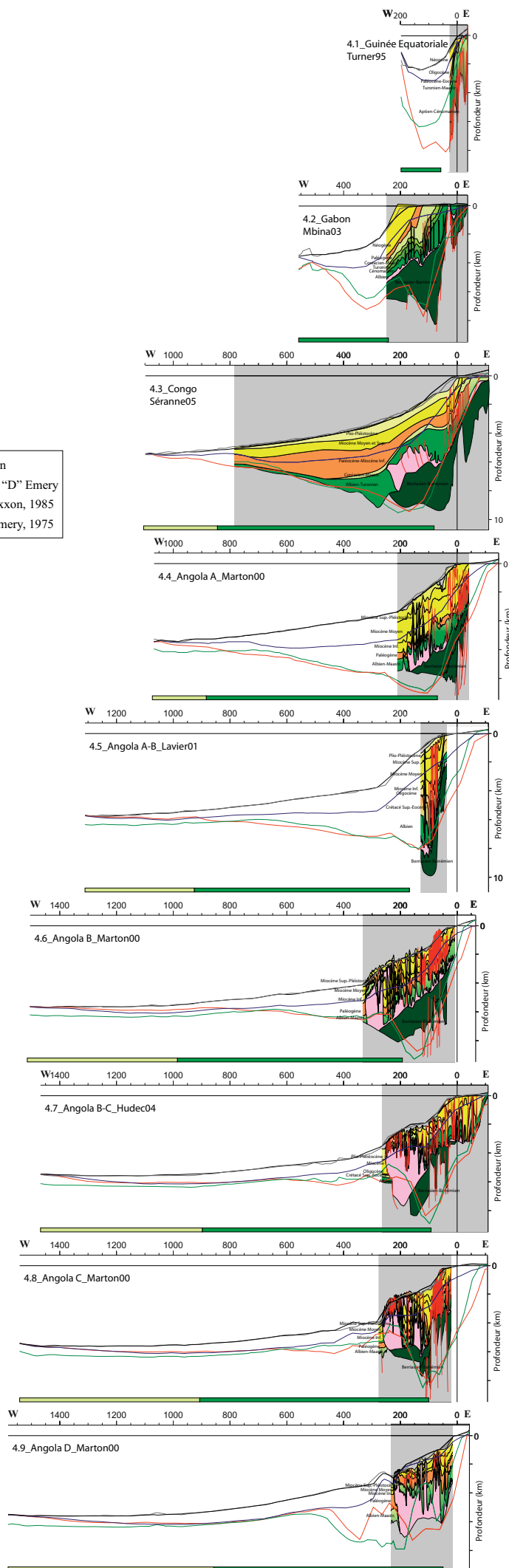
Marton, L. G., *et al.* (2000) Evolution of the Angolan Passive Margin, West Africa, with Emphasis on Post-Salt Structural Styles. In Atlantic rifts and continental margins. Eds. Mohriak, W., Talwani, M., American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 115, pp. 129-149.

Mbina Mounguengui, M., *et al.* (2003) Evolution de la dynamique sédimentaire au cours du Cénomanien et du Turonien dans le Nord du bassin côtier gabonais. Africa Geoscience Review, 10, 1-2, pp. 85-102.

Turner, J. P., *et al.* (1995) Gravity-driven structures and rift basin evolution : Rio Muni Basin, offshore equatorial West Africa. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79, pp. 1138-1158

Séranne, M., *et al.* (2001) South Atlantic continental margins of Africa: A comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. Journal of African Earth Sciences, 43, 1-3, pp. 283-30.

Figure 4.4.intro : Les neuf coupes choisies pour décrire la marge Sud du Golfe de Guinée et leur position sur le carte de la marge (trait jaune pour la coupe de la bibliographie et trait rouge pour la coupe levée sous Gocad). Les coupes de la bibliographie redessinées (fond gris foncé) sont positionnées sur les coupes levées sous Gocad.



Partie 4 : Marge Sud du Golfe de Guinée

1. Les coupes extrapolées.

Dans la marge Sud du Golfe de Guinée, neuf coupes issues de la bibliographie ont été extrapolées (Figures 4.4.1 à 4.4.9). La figure 4.4.10 reprend la figure 4.4.intro en intégrant pour chaque coupe la meilleure hypothèse d'extrapolation.

4.1_Guinée Equatoriale (Figure 4.4.1)

La coupe de Guinée Equatoriale se situe dans le bassin de Rio Muni entre Bata et Libreville. D'orientation Est-Ouest, ses 230 km se découpent en 4 parties :

- ~ 35 km du bassin onshore (coupe de Turner, 1995)
- ~ 30 km de la pente continentale (coupe de Turner, 1995)
- ~140 km de la plaine abyssale
- ~ 25 km du mont volcanique

La coupe de Turner (1995), longue de 64 km, se découpe en 5 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 1) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Aptien-Cénomanien	(vert foncé à clair)	30-40	30-35	15-20	0-5
Turonien-Maastr.	(vert clair)	100 ?			
Paléocène-Eocène	(orange)	100 ?			
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Néogène	(jaune)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Le réflecteur «D» d'Emery (1975) (en bleu) suit globalement la limite Eocène-Néogène au niveau du bassin onshore puis la limite Oligocène-Néogène à l'extrémité Ouest de la coupe de Turner (1995). La limite inférieure de la séquence Oligocène est prolongée depuis la profondeur donnée par la coupe de Turner (1995) jusqu'au réflecteur bleu : ce tracé associé au réflecteur bleu correspond à la limite supérieure de la séquence Paléocène-Eocène. Les séquences Aptien-Cénomanien, Turonien-Maastrichtien et Paléocène-Eocène sont extrapolées en respectant au mieux le rapport entre leurs épaisseurs respectives et en prenant le réflecteur du socle d'Exxon (1985) (en rouge) comme limite inférieure de la séquence Aptien-Cénomanien.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

L'*Oligocene unconformity* érode la séquence Oligocène dans le bassin onshore qui ne commence à être préservée qu'en bas de la pente continentale. L'extrapolation se confronte donc principalement à la difficulté d'estimer l'étendue et l'épaisseur de la séquence Oligocène.

A : La limite inférieure de la séquence Néogène est prolongée avec la même épaisseur qu'à l'extrémité Ouest de la coupe de Turner (1995). L'étendue et l'épaisseur de la séquence Oligocène sont maximales.

B : La limite inférieure de la séquence Néogène est indiquée par le réflecteur bleu. La séquence Oligocène est rapidement biseauté et l'étendue du bassin à l'Oligocène est moindre.

Le réflecteur «D» d'Emery (1975) (en bleu) pointant une discordance majeure, l'hypothèse d'étendue minimale du bassin sédimentaire à l'Oligocène (hypothèse B) est à privilégier.

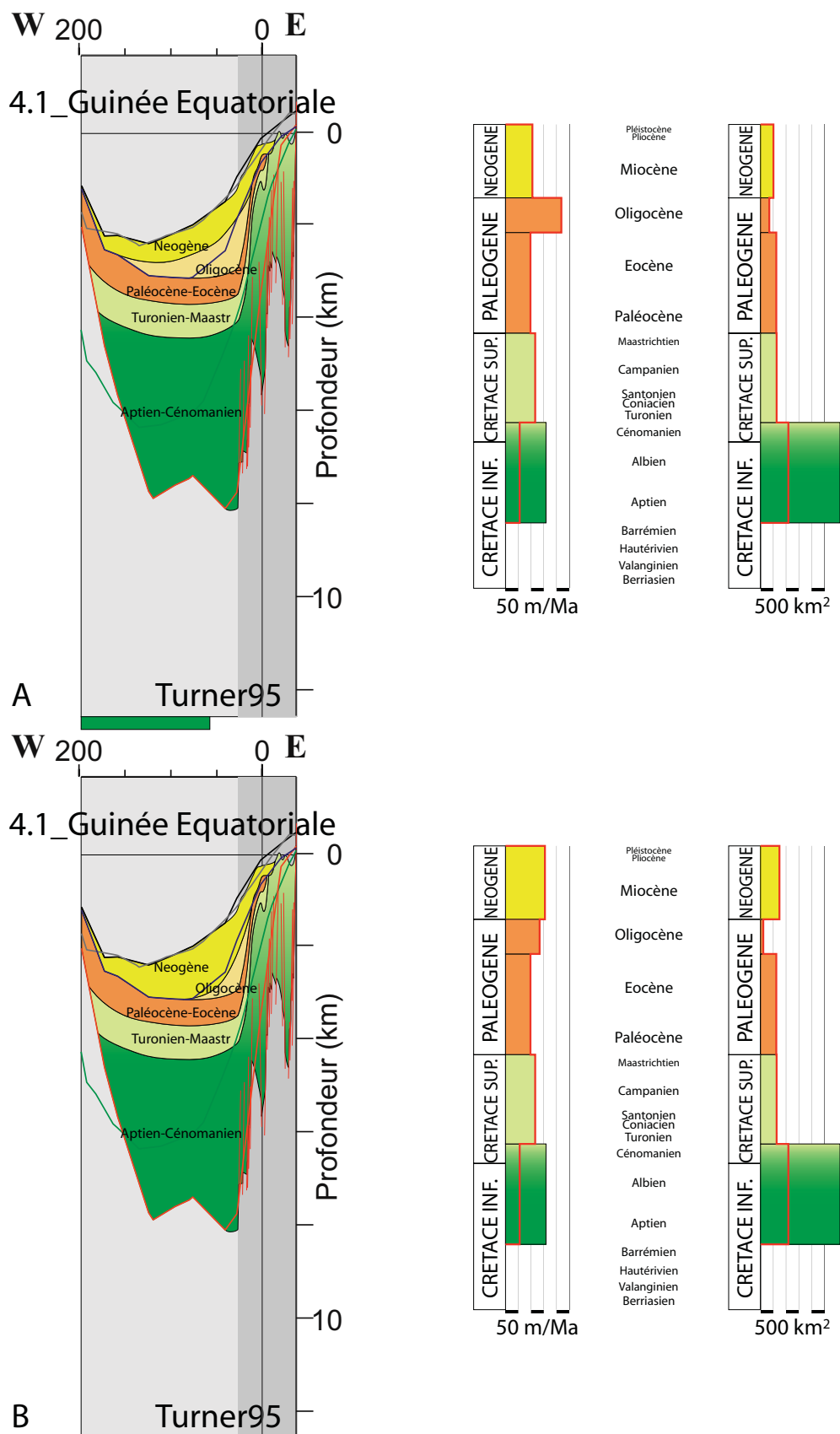


Figure 4.4.1 : Coupe de Guinée Equatoriale extrapolée à partir de la coupe de Turner (1995) et des isobathes (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

4.2_Gabon (Figure 4.4.2)

La coupe du Gabon se situe dans le bassin du Gabon au niveau de Port Gentil. D'orientation ENE-WSW, ses 590 km se découpent en 4 parties :

- ~ 35 km du bassin onshore (coupe de Mbina, 2003)
- ~205 km du talus continental (coupe de Mbina, 2003)
- ~ 45 km de la pente continentale (coupe de Mbina, 2003)
- ~305 km de la plaine abyssale

La coupe de M'bina (2003), longue de 297 km, se découpe en 8 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 2) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien-Barrémien	(vert foncé)	90-100			0-10
Aptien	(rose)			100	
Albien	(vert foncé)	50 ?	50 ?		
Cénomanién	(vert clair)	50 ?	50 ?		
Turonien	(vert clair)	50 ?	50 ?		
Coniacien-Maastr.	(vert clair)	50 ?	50 ?		
Paléogène	(orange)	50 ?	50 ?		
Néogène	(jaune)	50 ?	50 ?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Oligocène. La séquence Néogène est ainsi contenue entre les réflecteurs bleu et noir. Les séquences Cénomanién, Turonien, Coniacien-Maastrichtien et Paléogène sont extrapolées à l'aide de l'épaisseur donnée par la coupe de Mbina (2003).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Aptien et au Barrémien

Au cours du Crétacé Inférieur, le bassin sédimentaire s'étend de plus en plus loin sur la croûte océanique du même âge. Cependant son étendue au Barrémien et à l'Aptien ne sont pas connues et l'extrapolation fait appel à deux hypothèses :

A : La limite inférieure de la séquence de l'Albien est prolongée jusqu'à la remontée du socle (réflecteur rouge). Les évaporites ayant tendance à se biseauter rapidement, la limite inférieure de la séquence de l'Aptien rejoint rapidement sa limite supérieure. La séquence Berriasien-Barrémien est prolongée en suivant l'hypothèse d'étendue moindre du bassin au Barrémien,

B : La séquence de l'Aptien se biseaute un peu plus loin que dans l'hypothèse A. La séquence Berriasien-Barrémien est prolongée jusqu'à la remontée du socle (réflecteur rouge) en tenant compte de l'épaisseur de la séquence de l'Albien : c'est l'hypothèse d'étendue maximale du bassin au Barrémien.

Etant située au Nord du bassin Sud du Golfe de Guinée, notre préférence va à l'hypothèse d'étendue moindre du bassin sédimentaire au Barrémien (hypothèse A).

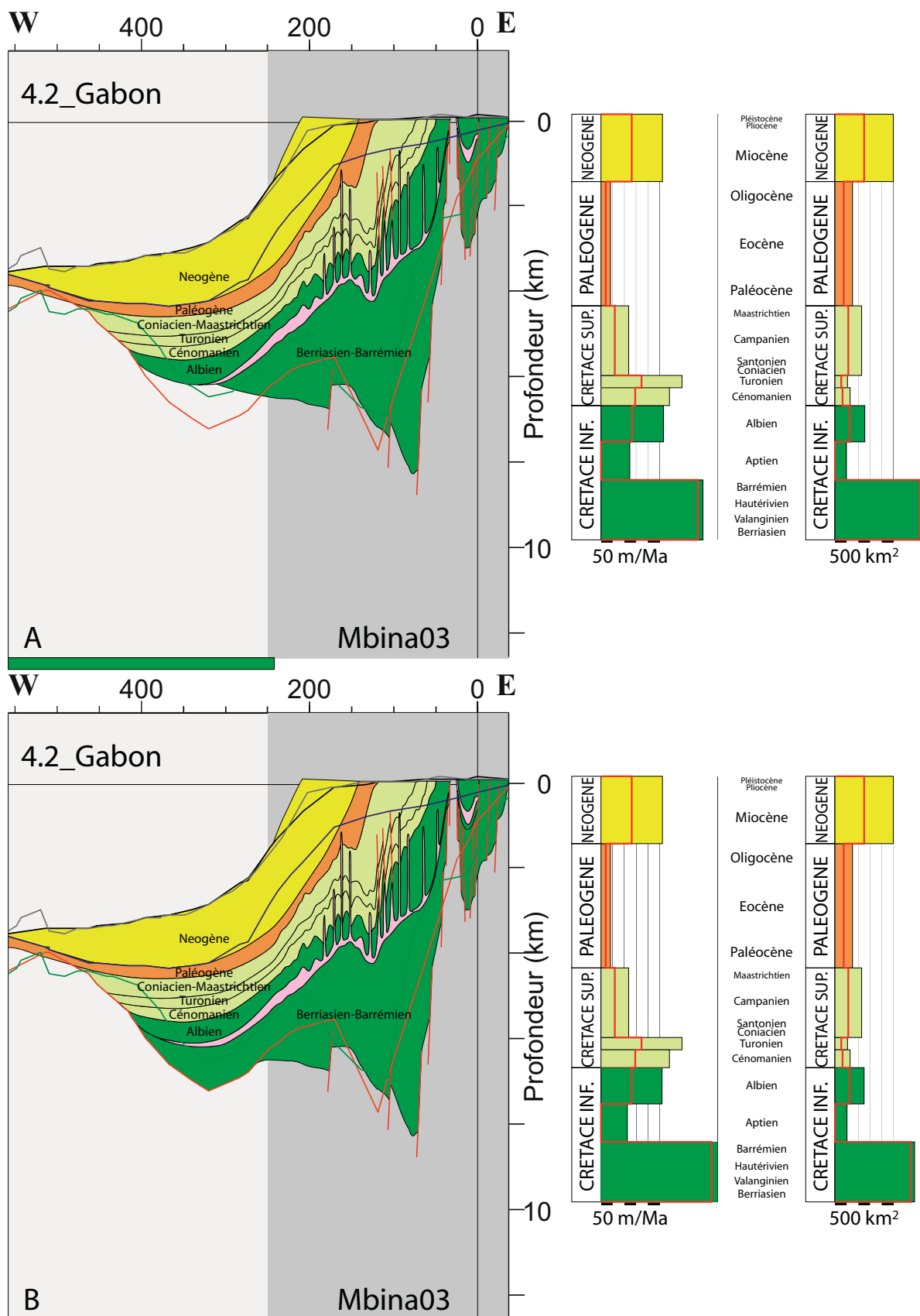


Figure 4.4.2 : Coupe du Gabon extrapolée à partir de la coupe de Mbina (2003), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

4.3_Congo (Figure 4.4.3)

La coupe du Congo se situe dans le bassin du Bas-Congo entre Pointe Noire et Cabinda. D'orientation Est-Ouest, ses 1195 km se découpent en 3 parties :

- ~110 km du bassin onshore (coupe de Séranne, 2005)
- ~250 km de la pente continentale (coupe de Séranne, 2005)
- ~835 km de la plaine abyssale (coupe de Séranne, 2005)

La coupe de Séranne (2005), longue de 886 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrignène	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	45-50	45-50		0-10
Aptien	(rose)			100	
Albien-Turonien	(vert foncé-)	40 ?	60 ?		
Coniacien-Maastr.	(vert clair+)	70 ?	30 ?		
Paléocène-Miocène Inf.	(vert clair-)	80 ?	20 ?		
Miocène Moy. et Sup.	(jaune)	100 ?			
Plio-Pléistocène	(crème)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Au Barrémien et à l'Aptien, le bassin sédimentaire est encore assez restreint. De l'Albien au Turonien, les sédiments se déposent sur toute la longueur de la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur. Du Coniacien au Maastrichtien, des sables d'origine turbiditique se déposent localement sur le talus continental et dans le bassin (Anderson et al., 2000) où le dépôt s'interrompt.

La séquence Paléocène-Miocène Inférieur est particulièrement épaisse et sa limite supérieure est donnée par le réflecteur «D» d'Emery (1975) bien qu'aucun âge ne lui ait été attribué pour cette coupe.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Plio-Pléistocène

La coupe de Séranne (2005) ne fixe pas la limite des séquences Miocène Moyen-Miocène Supérieur et Plio-Pléistocène. Ces deux séquences sont contenues au large entre les réflecteurs bleu et noir. L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A) et à une hypothèse d'étendue moindre (hypothèse B) du bassin sédimentaire au Plio-Pléistocène.

L'épaisseur de la séquence Miocène Moyen-Miocène Supérieur étant plus homogène dans l'hypothèse A, notre préférence va à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire au Plio-Pléistocène.

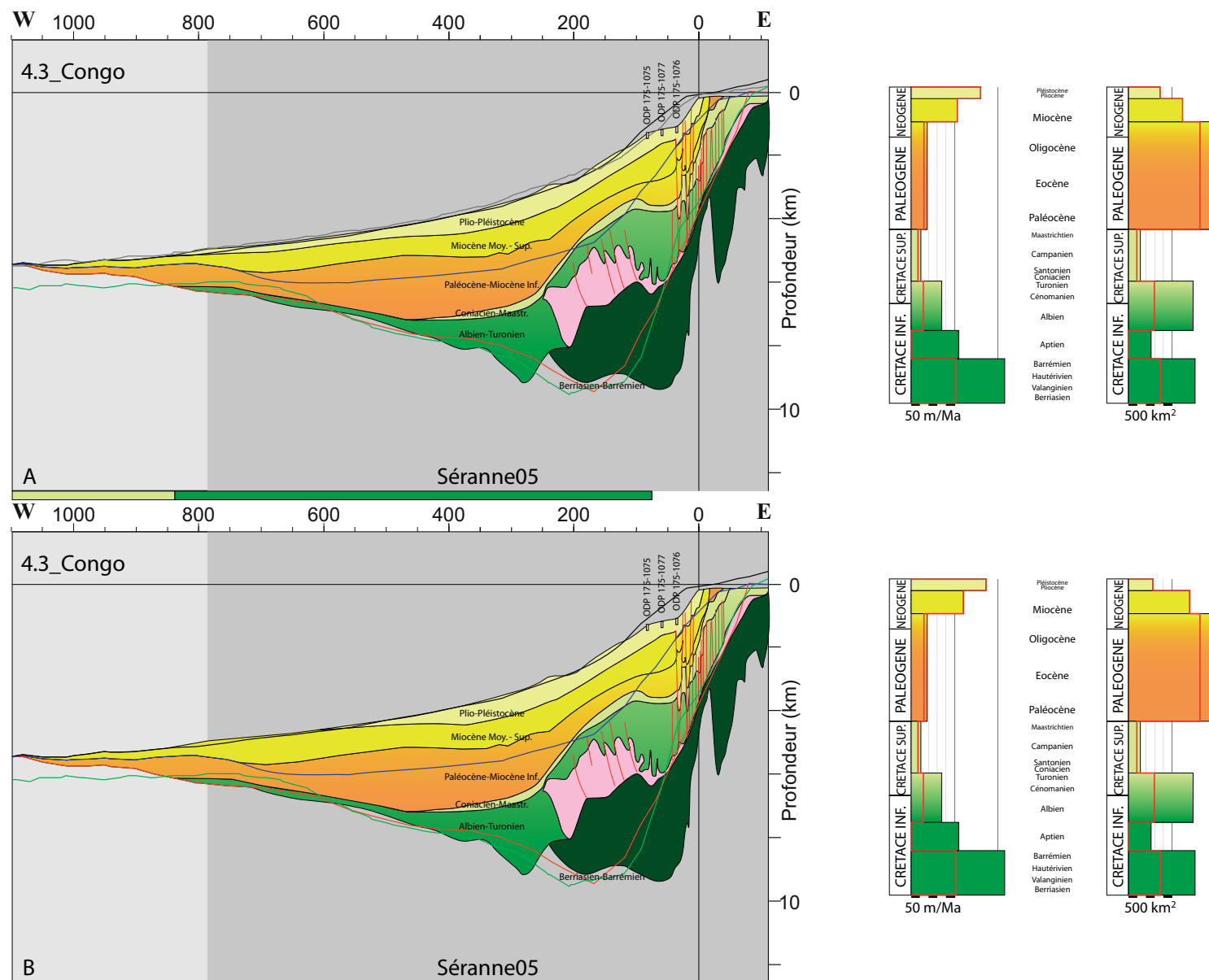


Figure 4.4.3 : Coupe du Congo extrapolée à partir de la coupe de Séranne (2005), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits ODP 175-1075,1076 et 1077 (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

4.4 _Angola A (Figure 4.4.4)

La coupe d'Angola A se situe dans le bassin du Bas-Congo au niveau de Cabinda. D'orientation Est-Ouest, ses 1200 km se découpent en 3 parties :

- ~145 km du bassin onshore (coupe de Marton, 2000)
- ~190 km de la pente continentale (coupe de Marton, 2000)
- ~885 km de la plaine abyssale

La coupe de Marton (2000), longue de 250 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	45-50	45-50		0-10
Aptien	(rose)			100	
Albien-Maastrichtien	(vert foncé-)	50 ?	50 ?		
Paléogène	(orange)	80 ?	20 ?		
Miocène Inférieur	(jaune)	100 ?			
Miocène Moyen	(jaune)	100 ?			
Miocène Sup.-Pléistocène	(jaune-crème)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est supposé d'âge Miocène Inférieur. L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Miocène Moyen et Miocène Supérieur-Pléistocène et la limite supérieure de la séquence Miocène Moyen est prolongée en respectant le rapport des épaisseurs de ces deux séquences jusqu'à une petite remontée du réflecteur bleu.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Maastrichtien et au Paléogène

La limite inférieure de la séquence Albien-Maastrichtien est prolongée jusqu'au socle selon Exxon (1985) (en rouge). L'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu contient les séquences Albien-Maastrichtien, Paléogène et Miocène Inférieur. L'extrapolation vers l'Est de ces séquences laissant peu de possibilités, elles sont prolongées en respectant le rapport de leurs épaisseurs. L'extrapolation vers l'Ouest fait appel à une hypothèse d'étendue moindre (hypothèse A) et à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse B) du bassin sédimentaire au Maastrichtien et au Paléogène

Aucun critère ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une étendue minimale (hypothèse A) du bassin sédimentaire au Maastrichtien et au Paléogène est à relativiser.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Barrémien

La séquence de l'Aptien, s'interrompt à l'Ouest et à l'Est de la coupe de Marton (2000) qui la décrit entièrement. La séquence du Berriasien-Barrémien s'interrompt également à l'Ouest de la coupe de Marton (2000) mais l'extrapolation vers l'Est de la séquence du Berriasien-Barrémien fait appel à deux hypothèses d'étendue du bassin sédimentaire au Barrémien :

A : La séquence Berriasien-Barrémien se biseaute très rapidement à l'Est (étendue moindre).

B : La séquence du Berriasien-Barrémien se dépose sur une faible épaisseur sur une étendue

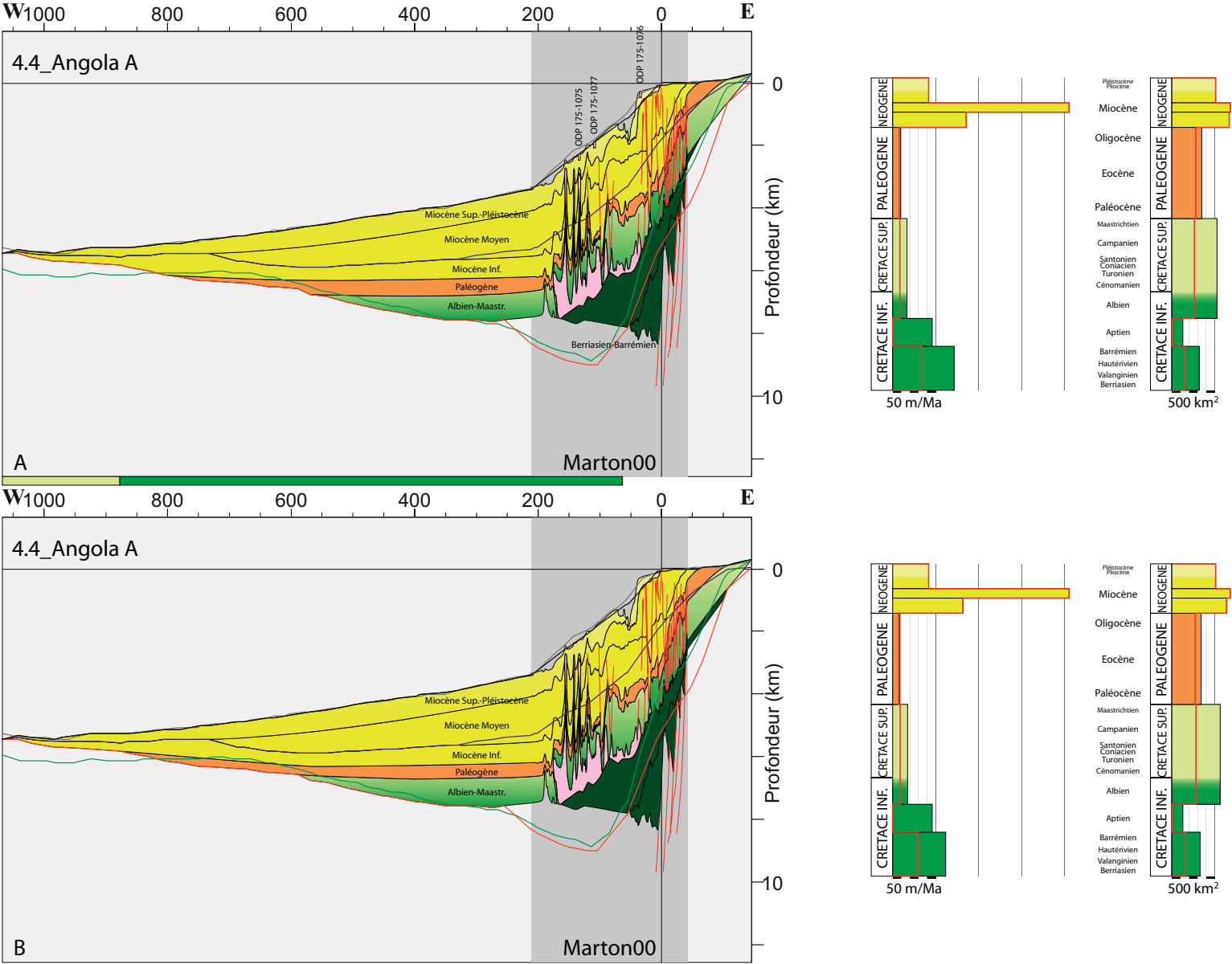


Figure 4.4.4 : Coupe d'Angola A extrapolée à partir de la coupe de Marton (2000), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

maximale du bassin sédimentaire qui va jusqu'au socle (en rouge) à l'Est de la coupe extrapolée.

Aucun critère ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une étendue minimale (hypothèse A) du bassin sédimentaire au Barrémien est à relativiser.

4.5_Angola A-B (Figure 4.4.5)

La coupe d'Angola A-B se situe dans le Sud du bassin du Bas-Congo entre Cabinda et Ambrizere. D'orientation Est-Ouest, ses 1405 km se découpent en 3 parties :

~110 km du bassin onshore

~250 km de la pente continentale (coupe de Lavier, 2001)

~1045 km de la plaine abyssale

La coupe de Lavier (2001), longue de 93 km, se découpe en 9 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 3) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	45-50	45-50		0-10
Aptien	(rose)			100	
Albien	(vert foncé-)	35 ?	65 ?		
Crétacé Sup.-Eocène	(vert clair-orange)	70 ?	30		
Oligocène	(rose clair)	100 ?			
Miocène Inférieur	(jaune)	100 ?			
Miocène Moyen	(jaune)	100 ?			
Miocène Supérieur	(jaune)	100 ?			
Plio-Pléistocène	(crème)	100 ?			

Discussion des scénarios d'extrapolation :

La limite supérieure de la séquence Miocène Inférieur est prolongée jusqu'au réflecteur «D» d'Emery (1975) qui est supposé d'âge Miocène Inférieur pour cette coupe. L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient les séquences Miocène Moyen, Miocène Supérieur et Plio-Pléistocène. La séquence Plio-Pléistocène vient peut être se biseauter au niveau du brusque changement topographique et sa limite inférieure est prolongée sur une courte distance jusqu'au plancher océanique (en noir). La limite supérieure de la séquence Miocène Moyen est prolongée en respectant l'épaisseur de la séquence Miocène Supérieur jusqu'à une légère remontée du réflecteur bleu vers la fin de la coupe extrapolée.

Les séquences du Berriasien-Barrémien et de l'Aptien, presque entièrement décrites par la coupe de Lavier (2001) sont prolongées vers l'Ouest jusqu'au proche socle selon Exxon (1985) (en rouge). La séquence de l'Aptien se biseaute probablement rapidement également à l'Est. Les séquences Berriasien-Barrémien, Aptien, Albien, Crétacé Supérieur-Eocène et Oligocène sont prolongées vers l'Est de la coupe de Lavier (2001) en respectant au mieux leurs épaisseurs respectives.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène

A l'Ouest de la coupe de Lavier (2001), les séquences de l'Albien, du Crétacé Supé-

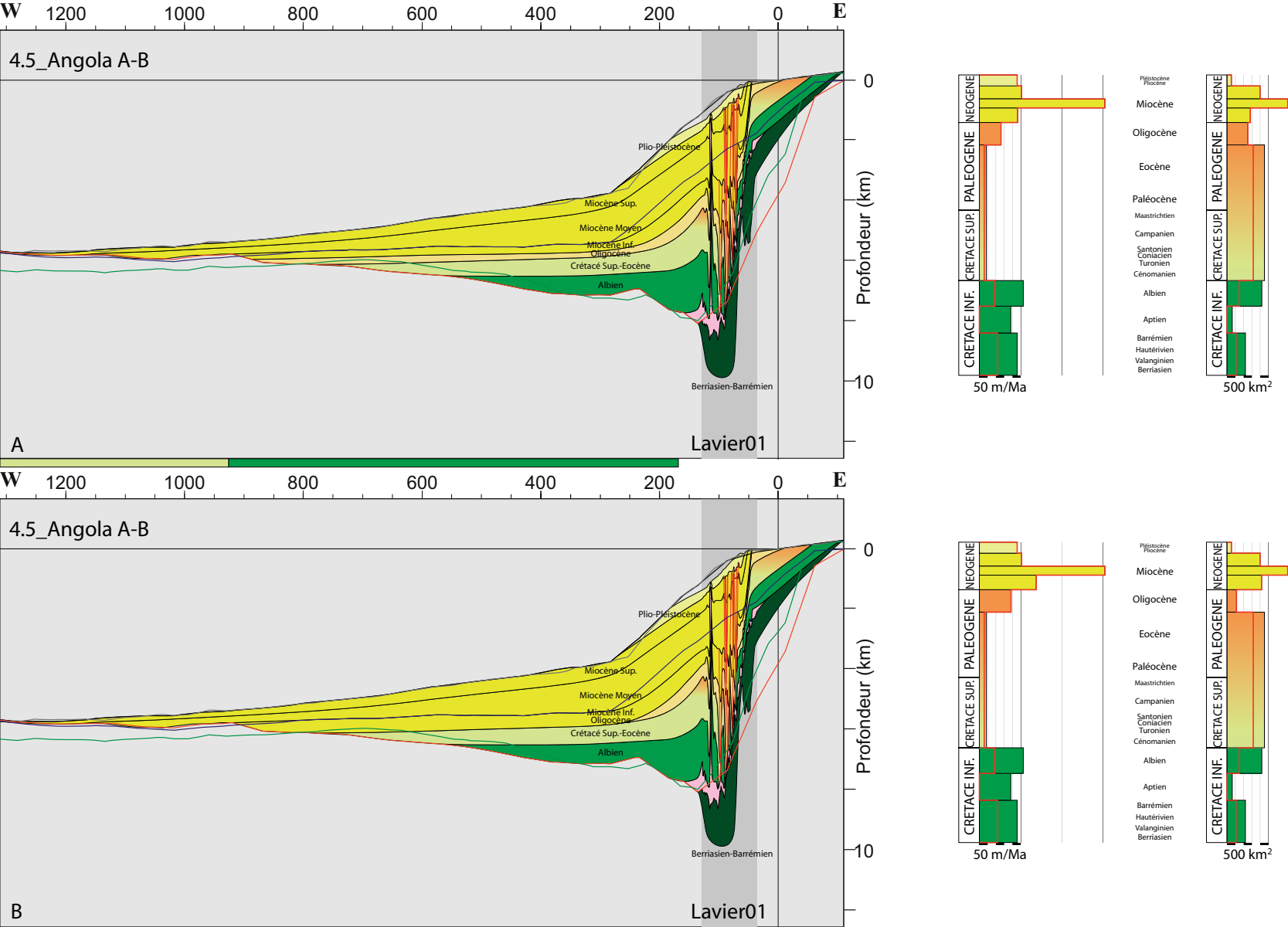


Figure 4.4.5 : Coupe d'Angola A-B extrapolée à partir de la coupe de Lavier (2001), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

rieur-Eocène, de l'Oligocène et du Miocène Inférieur doivent toutes être contenues dans l'intervalle entre les réflecteurs rouge et bleu. Les limites inférieure et supérieure de la séquence Crétacé Supérieur-Eocène sont prolongées en mimant la topographie du plancher océanique et en respectant au mieux les épaisseurs respectives. Les séquences de l'Albien et du Crétacé Supérieur-Eocène viennent ainsi se biseauter sur le socle (en rouge) de plus en plus loin sur la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur. Les séquences Oligocène-Miocène Inférieur devant se partager l'espace disponible restant, l'extrapolation se confronte à l'étendue du bassin sédimentaire à l'Oligocène et fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A) et à une hypothèse d'étendue moindre (hypothèse B) pour laquelle la séquence Oligocène se biseaute au bas de la pente continentale.

Les coupes situées au Nord et au Sud de la coupe de l'Angola A-B indiquant une étendue maximale du bassin sédimentaire à l'Oligocène, notre préférence va à l'hypothèse A.

4.6 _Angola B (Figure 4.4.6)

La coupe d'Angola B se situe dans le Nord du bassin de la Kwanza entre l'arche d'Ambriz et Luanda. D'orientation Est-Ouest, ses 1550 km se découpent en 3 parties :

- ~ 65 km du bassin onshore
- ~330 km de la pente continentale (coupe de Marton, 2000)
- ~1155 km de la plaine abyssale

La coupe de Marton (2000), longue de 324 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 4) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	45-50	45-50		0-10
Aptien	(rose)			100	
Albien-Maastrichtien	(vert foncé-)	20-30 ?	70-80 ?		
Paléogène	(orange)	50 ?	50 ?		
Miocène Inférieur	(jaune)	?	?		
Miocène Moyen	(jaune)	?	?		
Miocène Sup.-Pléistocène	(jaune-crème)	?	?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

La limite inférieure de la séquence Miocène Inférieur est prolongée en mimant la topographie du plancher océanique jusqu'à rejoindre le réflecteur «D» d'Emery (1975) au large bien qu'aucun âge ne lui soit attribué pour cette coupe. Entre cette limite et le réflecteur noir, les séquences Miocène Inférieur, Miocène Moyen et Miocène Supérieur-Pléistocène sont prolongées en mimant la topographie, en respectant le rapport entre leurs épaisseurs respectives et en venant se biseauter de plus en plus loin sur le socle (en rouge).

De même entre le socle (en rouge) et la limite inférieure de la séquence du Miocène Inférieur à l'Ouest de la coupe de Marton (2000) et entre le socle (en rouge) et le réflecteur noir à l'Est de la coupe de Marton (2000), les séquences de l'Albien-Maastrichtien et du Paléogène sont prolongées vers l'Est et vers l'Ouest en respectant le rapport entre leurs épaisseurs respectives.

Les séquences du Berriasien-Barrémien et de l'Aptien sont entièrement décrites par la coupe de Marton (2000).

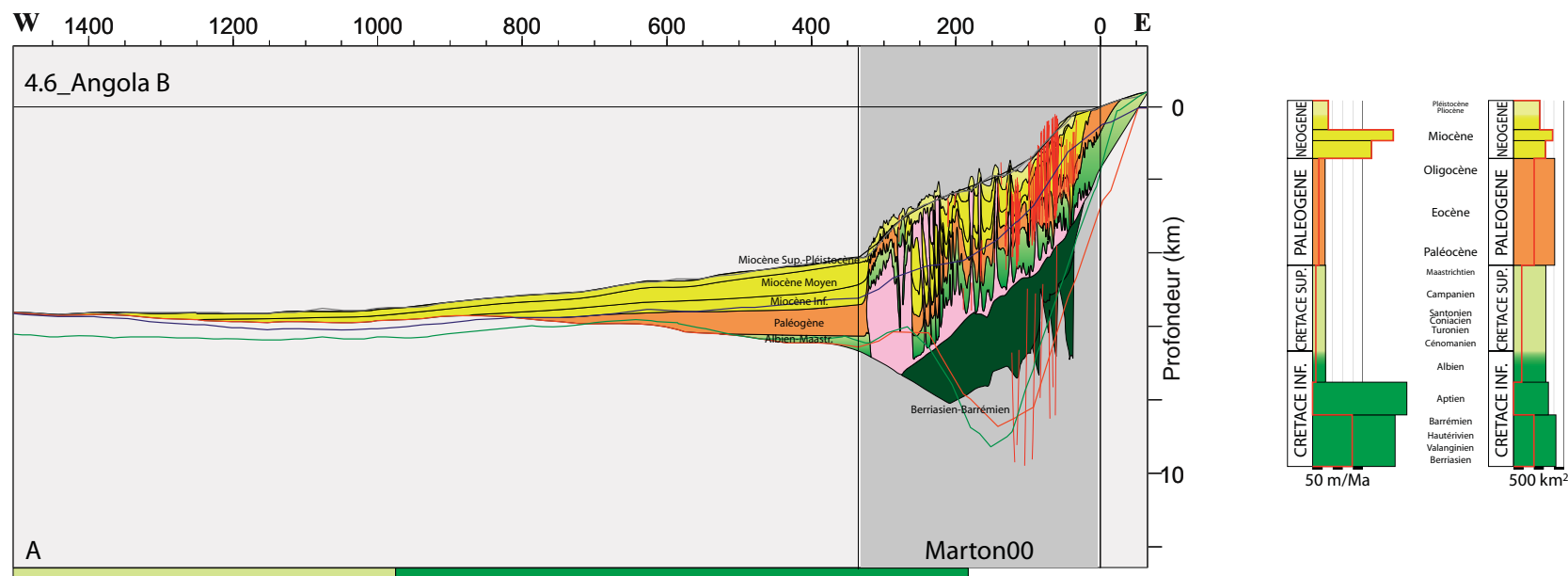


Figure 4.4.6 : Coupe d'Angola B extrapolée à partir de la coupe de Marton (2000), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique. Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

4.7_Angola B-C (Figure 4.4.7)

La coupe d'Angola B-C se situe dans le Nord du bassin de la Kwanza au niveau de Luanda. D'orientation Est-Ouest, ses 1560 km se découpent en 3 parties :

- ~110 km du bassin onshore (coupe de Hudec, 2004)
- ~250 km de la pente continentale (coupe de Hudec, 2004)
- ~1200 km de la plaine abyssale

La coupe de Hudec (2004), longue de 370 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 4) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	45-50	45-50		0-10
Aptien	(rose)			100	
Albien	(vert foncé-)		70-80	20-30	
Crétacé Sup.-Eocène	(orange)	50 ?	50 ?		
Oligocène	(rose clair)	?	?		
Miocène	(jaune)	?	?		
Plio-Pléistocène	(jaune-crème)	?	?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Les séquences du Berriasien-Barrémien et de l'Aptien sont entièrement décrites par la coupe de Hudec (2004).

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (1975) est intra-Miocène et la limite inférieure de la séquence Miocène est prolongée jusqu'à une remontée du socle (en rouge). La limite inférieure de la séquence Oligocène est prolongée en respectant sa faible épaisseur jusqu'à la proche remontée du socle (en rouge) : le bassin sédimentaire à l'Oligocène est peu étendu.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Plio-Pleistocène

Les séquences du Miocène et du Plio-Pléistocène sont contenues dans l'intervalle entre la limite inférieure de la séquence du Miocène et le plancher océanique (en noir). L'extrapolation fait appel à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A) et à une hypothèse d'étendue moindre (hypothèse B) du bassin sédimentaire au Plio-Pléistocène.

Notre préférence va à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire au Plio-Pléistocène (hypothèse A) afin d'atteindre l'isopaque 0 d'après Emery (1984) située à plus de 1450 km du littoral.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Albien

L'extrapolation utilise une remontée ponctuelle du socle (en rouge) pour construire une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A) du bassin sédimentaire à l'Albien et une hypothèse d'étendue moindre (hypothèse B) pour laquelle la séquence de l'Albien s'interrompt à cette remontée.

L'épaisseur de la séquence Crétacé Supérieur-Eocène étant plus constante avec l'hypothèse A, notre préférence va à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire à l'Albien.

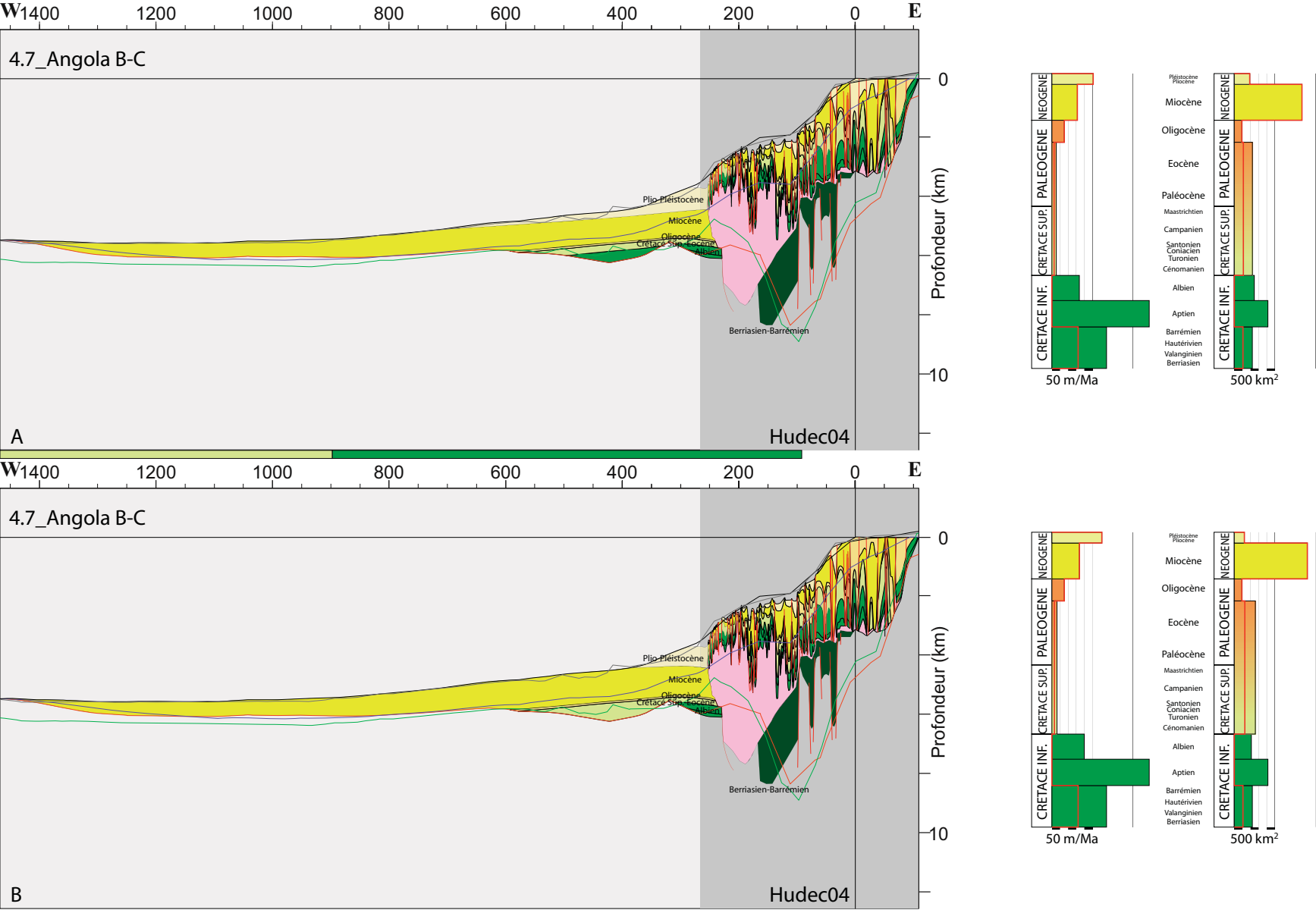


Figure 4.4.7 : Coupe d'Angola B-C extrapolée à partir de la coupe d'Hudec (2004), des isobathes et de l'âge de la croûte océanique (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

4.8_Angola C (Figure 4.4.8)

La coupe d'Angola C se situe dans le bassin de la Kwanza au Sud de Luanda. D'orientation Est-Ouest, ses 1630 km se découpent en 3 parties :

~105 km du bassin onshore

~260 km de la pente continentale (coupe de Marton, 2000)

~1265 km de la plaine abyssale

La coupe de Marton (2000), longue de 254 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 4) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Berriasien-Barrémien	(vert foncé+)	45-50	45-50		0-10
Aptien	(rose)			100	
Albien-Maastrichtien	(vert foncé-)	20 ?	60 ?	20 ?	
Paléogène	(orange)	?	?		
Miocène Inférieur	(jaune)	?	?		
Miocène Moyen	(jaune)	?	?		
Miocène Sup.-Pléistocène	(jaune-crème)	?	?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, aucun âge n'est attribué au réflecteur «D» d'Emery (1975).

La limite inférieure de la séquence Miocène Inférieur est prolongée en mimant la topographie du plancher océanique jusqu'à la remontée de socle (en rouge). Entre cette limite et le réflecteur noir, les séquences Miocène Inférieur, Miocène Moyen et Miocène Supérieur-Pléistocène sont prolongées en mimant la topographie, en respectant le rapport entre leurs épaisseurs respectives et en venant se biseauter de plus en plus loin sur le socle (en rouge).

De même entre le socle (en rouge) et la limite inférieure de la séquence du Miocène Inférieur à l'Ouest de la coupe de Marton (2000), les séquences de l'Albien-Maastrichtien et du Paléogène sont prolongées vers l'Ouest en respectant le rapport entre leurs épaisseurs respectives.

Les séquences du Berriasien-Barrémien et de l'Aptien sont entièrement décrites par la coupe de Marton (2000) dans sa partie Ouest mais nécessitent d'être prolongées à l'Est de cette coupe tout comme les séquences du Albien-Maastrichtien, Paléogène et Miocène Inférieur. L'extrapolation vers l'Est suppose que ces séquences, exceptée la séquence de l'Aptien, se déposent sur toute la longueur du bassin onshore en se biseautant à l'extrémité Est de la coupe extrapolée.

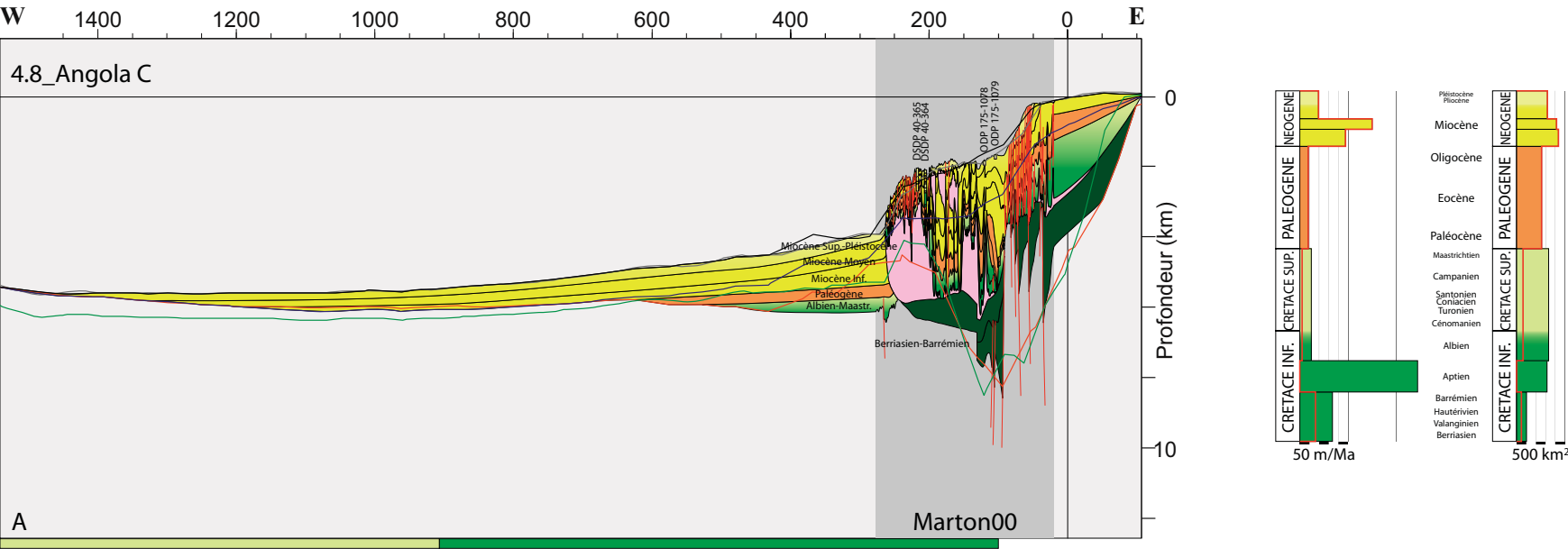


Figure 4.4.8 : Coupe d'Angola C extrapolée à partir de la coupe de Marton (2000), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits DSDP 40-364 et 365 et ODP 175-1078 et 1079. Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

4.9_Angola D (Figure 4.4.9)

La coupe d'Angola D se situe dans le Sud du bassin de la Kwanza entre Luanda et Benguela. D'orientation Est-Ouest, ses 1605 km se découpent en 3 parties :

- ~40 km du bassin onshore
- ~220 km de la pente continentale (coupe de Marton, 2000)
- ~1345 km de la plaine abyssale

La coupe de Marton (2000), longue de 217 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 4, paragraphe 4) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Aptien	(rose)			100	
Albien-Maastrichtien	(vert foncé-)	20 ?	60 ?	20 ?	
Paléogène	(orange)	?	?		
Miocène Inférieur	(jaune)	?	?		
Miocène Moyen	(jaune)	?	?		
Miocène Sup.-Pléistocène	(jaune-crème)	?	?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

La séquence de l'Aptien est entièrement décrite par la coupe de Marton (2000) alors que toutes les autres séquences doivent être prolongées vers l'Est comme vers l'Ouest. L'extrapolation vers l'Est suppose que les séquences se déposent sur toute la longueur du bassin onshore en se biseautant à l'extrémité Est de la coupe extrapolée tout en respectant le rapport entre leurs épaisseurs respectives.

La profondeur des séquences indiquée à l'extrémité Ouest de la coupe de Marton (2000) étant beaucoup plus basse que celle indiquée par les trois réflecteurs levés sous Gocad, la limite supérieure de la séquence Miocène Supérieur-Pléistocène est prolongée vers l'Ouest avec une profondeur constante jusqu'à rencontrer le réflecteur noir.

La limite supérieure de la séquence Albien-Maastrichtien est prolongée à l'horizontal à partir de la coupe de Marton (2000) jusqu'à rencontrer le socle (en rouge).

- Hypothèse sur l'étendue et l'épaisseur de la séquence Paléogène

L'extrapolation fait appel à deux hypothèses pour prolonger les séquences les plus récentes contenues entre la limite supérieure de la séquence Albien-Maastrichtien et la limite supérieure de la séquence Miocène Supérieur-Pléistocène :

A : Pour cette coupe, aucun âge n'est attribué au réflecteur «D» d'Emery (1975) (en bleu) et les quatre séquences sont prolongées avec l'épaisseur et la profondeur indiquées par la coupe de Marton (2000). L'étendue du bassin au Paléogène est maximale.

B : Le réflecteur «D» d'Emery (1975) (en bleu) est supposé d'âge Paléogène et la limite supérieure de la séquence Paléogène est prolongée depuis la coupe de Marton (2000) en mimant la topographie jusqu'à rencontrer le réflecteur bleu. L'étendue du bassin sédimentaire au Paléogène est moindre. Les trois séquences du Miocène sont prolongées en mimant la topographie, en respectant le rapport entre leurs épaisseurs respectives et en venant se biseauter de plus en plus loin sur le socle (en rouge).

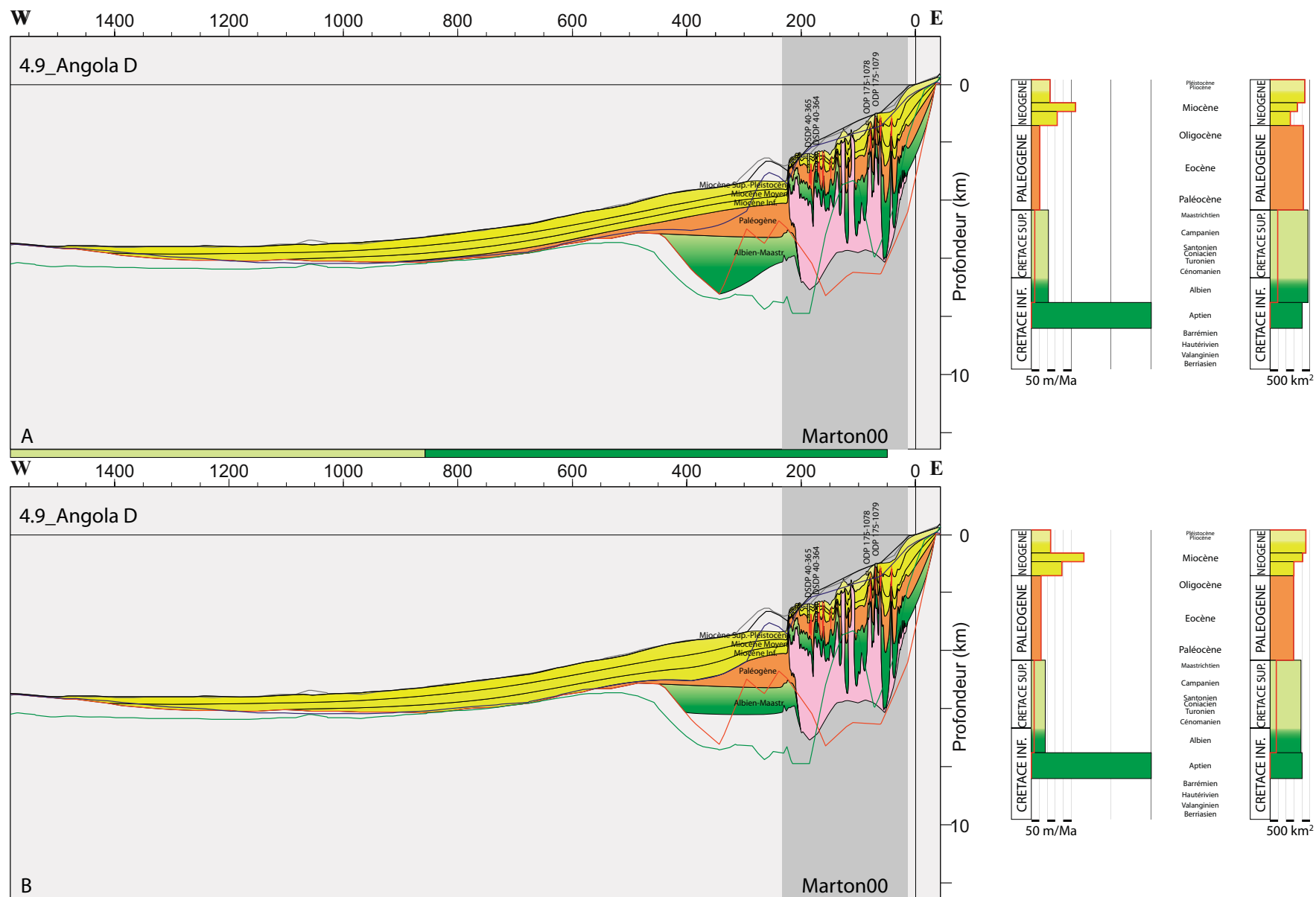


Figure 4.4.9 : Coupe d'Angola D extrapolée à partir de la coupe de Marton (2000), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits DSDP 40-364 et 365 et ODP 175-1078 et 1079 (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

Aucun critère ne permettant de privilégier une des deux hypothèses, notre préférence à l'hypothèse d'une étendue maximale (hypothèse A) du bassin sédimentaire au Paléogène est à relativiser.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence Albien-Maastrichtien

L'extrapolation de la séquence Albien-Maastrichtien fait appel à deux hypothèses :

A : La limite inférieure de la séquence Albien-Maastrichtien s'enfonce à l'Ouest de la coupe de Marton (2000) pour rejoindre un creux du socle (en rouge) épaississant ainsi fortement la séquence vers l'Ouest.

B : La limite inférieure de la séquence Albien-Maastrichtien est prolongée à l'horizontal en conservant la même épaisseur de la séquence jusqu'à la remontée du socle (en rouge).

Le socle atteignant environ 8 km de profondeur à l'Ouest de la coupe de Marton (2000) selon Exxon (1985) et Emery (1984), notre préférence va à l'hypothèse d'épaisseur maximale de la séquence Albien-Maastrichtien (hypothèse A).

Le bassin de Moçamedes au Sud de l'Angola

Les coupes du bassin de Moçamedes n'étant pas publiques, aucune coupe de ce bassin n'a été extrapolée. Afin de l'englober dans la marge Sud du Golfe de Guinée, nous avons dû prolonger la coupe 4.9_Angola D vers le Sud jusqu'à la ride de Walvis. Ce prolongement ne rend malheureusement pas compte des spécificités du bassin de Moçamedes et augmente la marge d'erreur.

4. Marge Sud du Golfe de Guinée

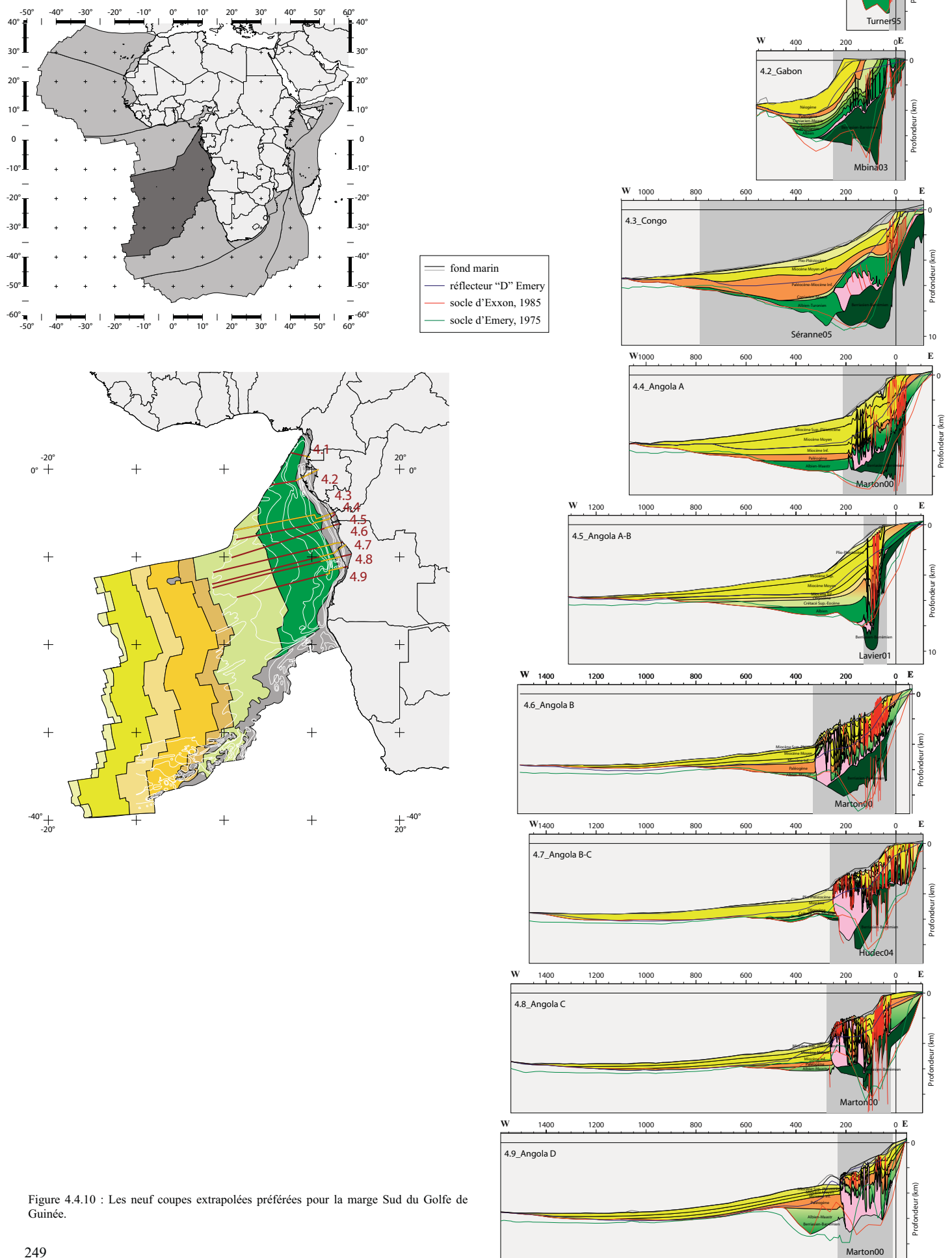


Figure 4.4.10 : Les neuf coupes extrapolées préférées pour la marge Sud du Golfe de Guinée.

2. La surface de sédimentation au cours du Méso-Cénozoïque.

La résolution stratigraphique des coupes extrapolées permet de connaître l'étendue de la surface de sédimentation à 12 époques du Méso-Cénozoïque. La figure 4.4.11 représente la surface de sédimentation sur un extrait de la carte des âges de la croûte océanique (UNESCO, 2004) à la fin de chacune de ces 12 périodes.

Dans la marge Sud du Golfe de Guinée, la surface active de sédimentation croît vers le large au cours du temps excepté à la fin du Maastrichtien au large du bassin de Cabinda/Bas-Congo. L'incertitude est la plus importante dans l'extrême Sud de la marge, car aucune coupe du bassin de Moçamedes n'a pu être extrapolée.

Au Barrémien, les sédiments se déposent sur une largeur de l'ordre de 150 km. L'Atlantique Sud s'ouvrant du Sud vers le Nord, la sédimentation n'a pas encore débuté dans l'extrême Nord de la marge. Les deux scénarios soulèvent la question de l'étendue de la surface de sédimentation d'une part au large du bassin du Gabon dans le Nord de la marge et d'autre part au large du bassin de la Kwanza dans le Sud de la marge.

A l'Aptien, le sel se dépose sur une surface de sédimentation proche de celle du Barrémien.

A l'Albien, les sédiments se déposent plus loin vers le large avec une largeur de l'ordre de 450 km à 600 km exprimée par deux scénarios d'étendue de la surface de sédimentation.

Au Cénomanién et au Turonien, la surface de sédimentation évolue peu vers le large excepté dans le Nord de la marge où elle atteint presque l'alignement volcanique du Cameroun et au large du bassin de Cabinda/Bas-Congo où le découpage stratigraphique de la coupe 4.3_Congo positionne la limite aval de la surface de sédimentation au Turonien à environ 850 km du littoral actuel alors qu'elle n'est qu'à environ 450 km du littoral actuel au Maastrichtien.

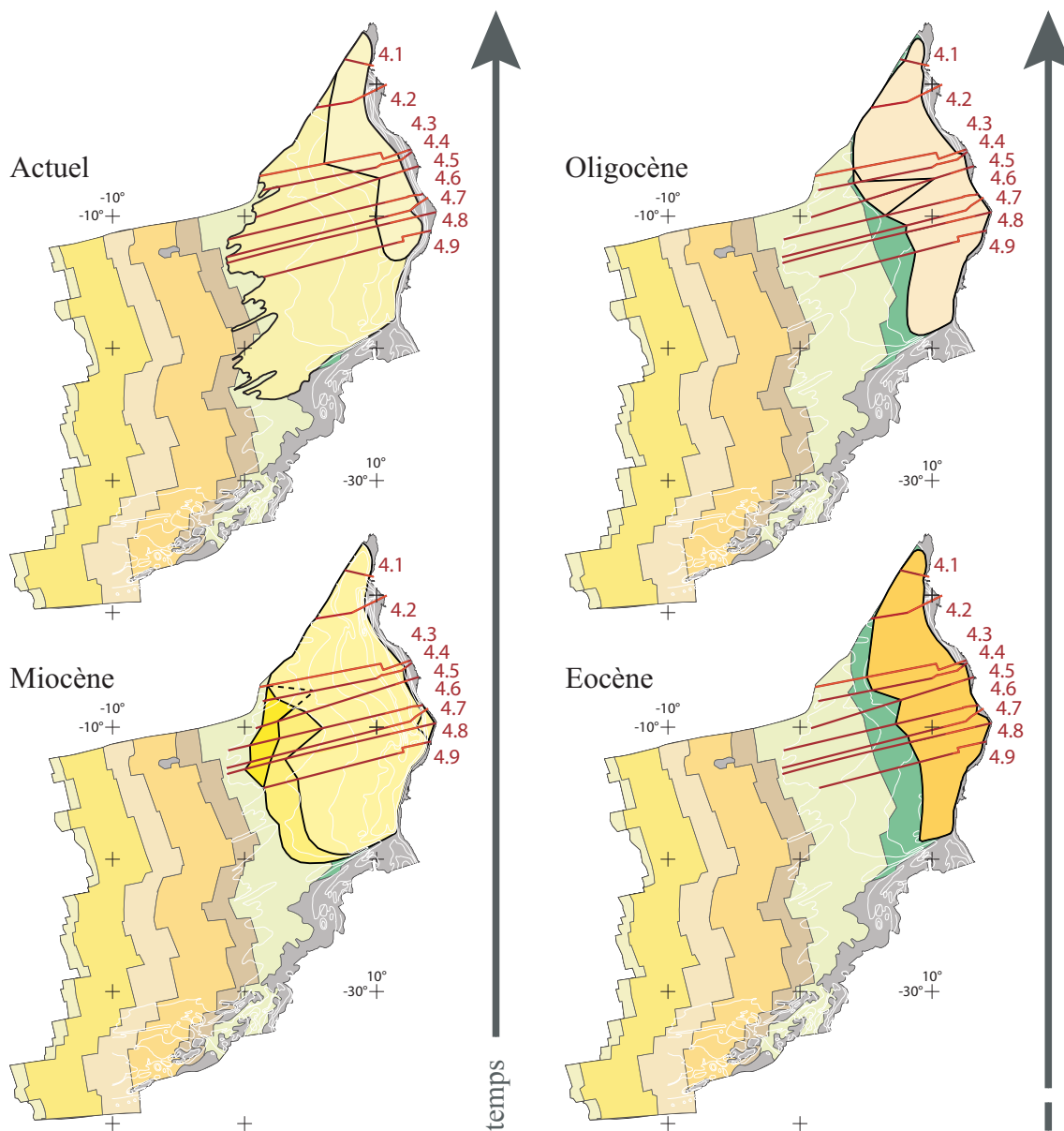
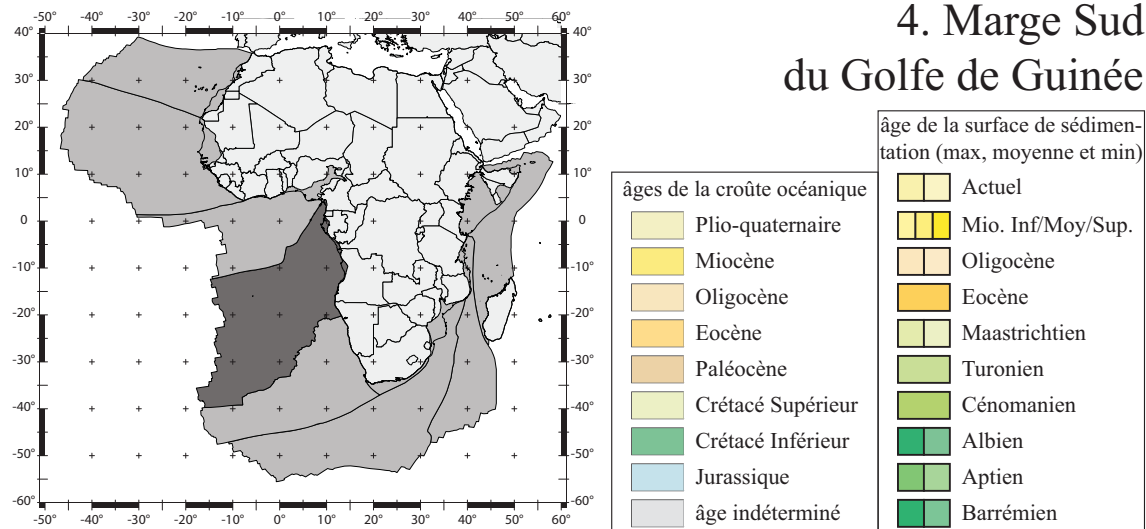
Au Maastrichtien, la surface de sédimentation s'étend sur une largeur de l'ordre de 700 km tout le long de la marge. Elle s'étend également vers l'extrême Sud de la marge, probablement jusqu'à l'isopaque 3 km d'après EXXON (1985).

A l'Eocène, la surface de sédimentation atteint environ 600 km de large tout au long de la marge. Dans l'extrême Sud de la marge, elle se rapproche de l'isopaque 2 km d'après EXXON (1985).

A l'Oligocène, la surface de sédimentation atteint l'isopaque 2 km d'après EXXON (1985) dans le Nord de la marge (de l'ordre de 950 km de large) et est de l'ordre de 800 km de large dans le Sud de la marge. Dans l'extrême Sud de la marge, elle se situe entre les isopaques 1 et 2 km d'après EXXON (1985). L'incertitude s'exprime au niveau de la coupe 4.5_Angola A-B par deux scénarios d'extrapolation (environ 250 ou environ 900 km de large).

Au Miocène Inférieur, la surface de sédimentation dépasse le millier de km de largeur. Elle atteint ainsi probablement une largeur de 1300 km dans l'extrême Sud de la marge. Au Miocène Moyen, la surface de sédimentation s'élargit encore d'une centaine de km (de l'ordre de 1400 km de large dans l'extrême Sud de la marge). Au Miocène Supérieur, la sur-

4. Marge Sud du Golfe de Guinée



face de sédimentation se rapproche de l'isopaque 0 d'après Emery (1984).

La surface de sédimentation actuelle est donnée en amont par la limite du bassin sédimentaire actuel à terre et en aval par l'isopaque 0 d'après Emery (1984). Il existe cependant un scénario d'étendue minimale correspondant aux hypothèses d'extrapolation minimales.

Le tableau suivant répertorie l'aire (en 10^6 km^2) de la surface de sédimentation étape par étape selon un scénario d'étendue maximale et un scénario d'étendue minimale et précise quel scénario est considéré comme le meilleur.

	maximale	minimale	préférée
Actuel	2,593.10 ⁶ km ²	0,615.10 ⁶ km ²	maximale
Miocène Supérieur			1,998.10 ⁶ km ²
Miocène Moyen			2,154.10 ⁶ km ²
Miocène Inférieur			1,901.10 ⁶ km ²
Oligocène	1,357.10 ⁶ km ²	1,247.10 ⁶ km ²	maximale
Eocène			1,141.10 ⁶ km ²
Maastrichtien	0,951.10 ⁶ km ²	0,949.10 ⁶ km ²	minimale
Turonien			0,867.10 ⁶ km ²
Cénomanién			0,825.10 ⁶ km ²
Albien	0,753.10 ⁶ km ²	0,730.10 ⁶ km ²	minimale
Aptien	0,374.10 ⁶ km ²	0,355.10 ⁶ km ²	maximale
Barrémien	0,343.10 ⁶ km ²	0,308.10 ⁶ km ²	maximale

Remarque : Les surfaces de sédimentation du Miocène Inférieur, Miocène Moyen et Miocène Supérieur sont identiques pour les trois hypothèses. Ces trois étapes sont illustrées sur la carte du Miocène de la figure 4.4.11 avec un jaune du plus foncé au plus clair au cours du temps.

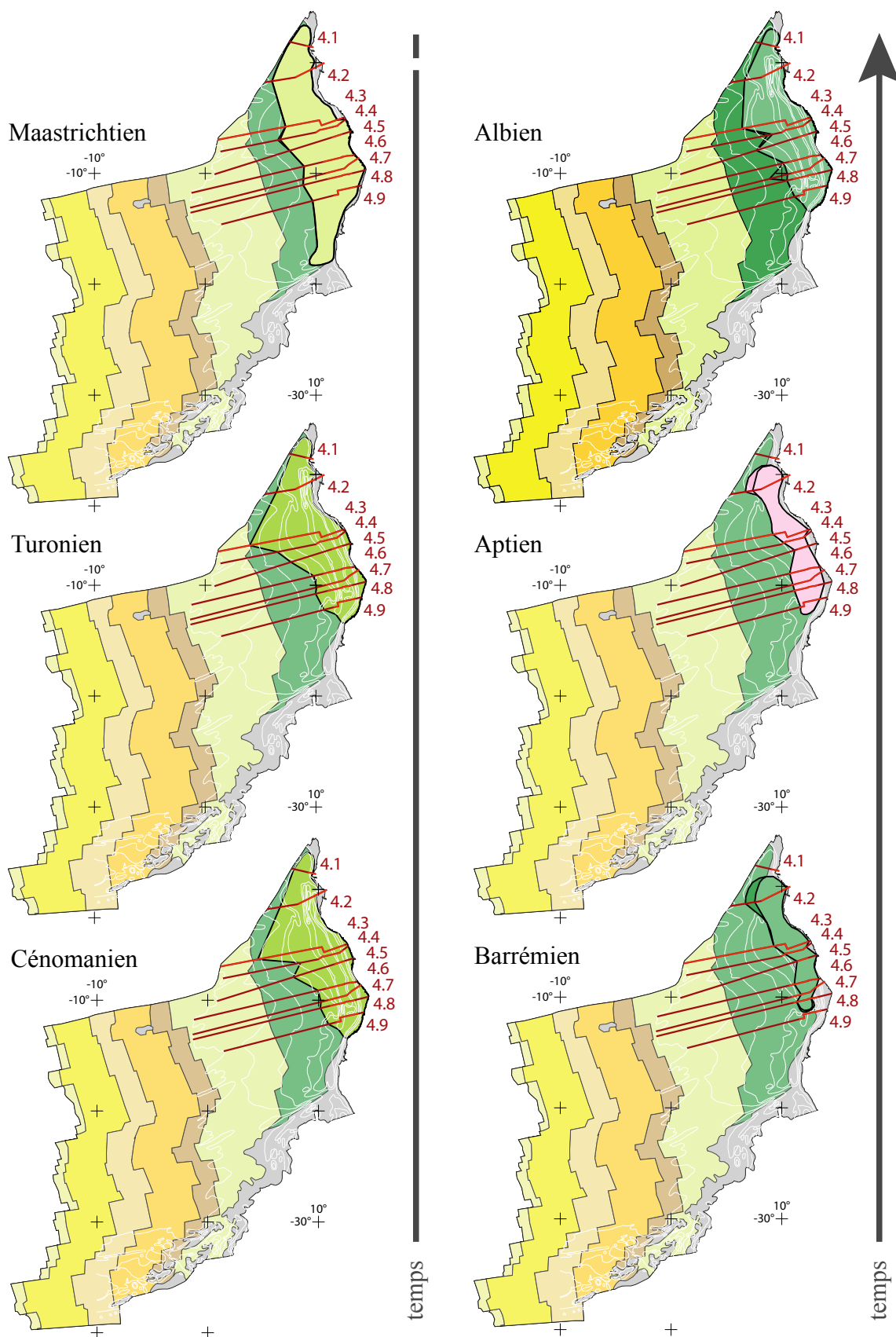


Figure 4.4.11 : Etendue maximale et minimale de la surface de sédimentation de la marge Sud du Golfe de Guinée à la fin du Barrémien, Aptien, Albien, Cénomanién, Turonien, Maastrichtien, Eocène, Oligocène, Miocène et à l'actuel.

5. Marge Namibie-Afrique du Sud

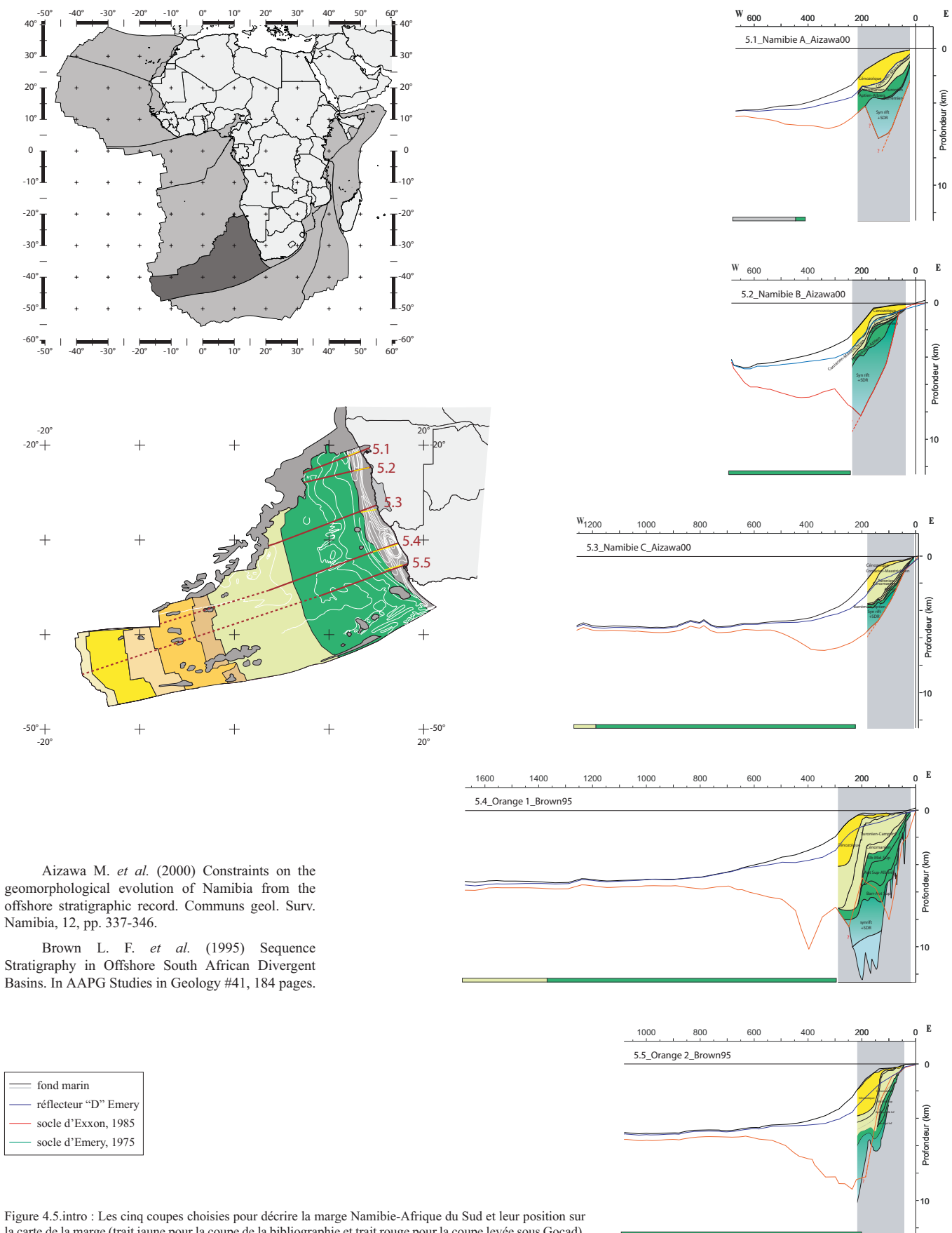


Figure 4.5.intro : Les cinq coupes choisies pour décrire la marge Namibie-Afrique du Sud et leur position sur la carte de la marge (trait jaune pour la coupe de la bibliographie et trait rouge pour la coupe levée sous Gocad). Les coupes de la bibliographie redessinées (fond gris foncé) sont positionnées sur les coupes levées sous Gocad.

Partie 5 : Marge Namibie-Afrique du Sud

1. Les coupes extrapolées.

Dans la marge atlantique de la Namibie et de l'Afrique du Sud, cinq coupes issues de la bibliographie ont été extrapolées (Figures 4.5.1 à 4.5.5). La figure 4.5.6 reprend la figure 4.5.intro en intégrant pour chaque coupe la meilleure hypothèse d'extrapolation.

5.1 _Namibie A (Figure 4.5.1)

La coupe de Namibie A se situe dans le Nord du bassin de Walvis entre la ride de Walvis et Henffesbaar. D'orientation ENE-OSO, ses 725 km se découpent en 3 parties :

- ~ 65 km du bassin onshore
- ~235 km de la pente continentale (coupe d'Aizawa, 2000)
- ~425 km de la plaine abyssale

La coupe d'Aizawa (2000), longue de 193 km, se découpe en 6 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 5) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Syn-rift + SDRs	(bleu-vert foncé)	50 ?			50 ?
Barrémien	(vert foncé)	85	10 ?		5
Aptien-Albien	(vert foncé)	85	5-10 ?		5-10
Cénomanién-Turonien	(vert clair)	100 ?			
Coniacien-Maastrichtien	(orange)	100 ?			
Cénozoïque	(jaune)	95-100 ?	0-5 ?		

L'échelle verticale des coupes d'Aizawa (2000) étant en seconde temps double (TWT), la coupe Namibie A est convertie en profondeur kilométrique à l'aide des vitesses sismiques de la coupe n°28 d'Emery *et al.* (1975) (p28) reportées ci-contre :

socle	5400
Syn rift+SDRs	3600
Crétacé	2100
Cénozoïque	1600
tranche d'eau	1500

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) est supposé d'âge Maastrichtien. L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient donc la séquence du Cénozoïque.

La coupe d'Aizawa (2000) montre que les séquences du Barrémien au Cénozoïque ont tendance à se biseauter sur la séquence syn rift+SDRs de plus en plus vers l'Est. La séquence syn-rift+SDRs affleure ainsi dans la partie onshore du bassin. La séquence du Barrémien, entièrement décrite par la coupe d'Aizawa (2000) se biseaute également vers l'Ouest. Le puits DSDP 40-363 n'est pas assez profond pour atteindre l'étage anté Aptien Supérieur mais l'on peut supposer que la séquence du Barrémien ne réapparaît pas dans la plaine abyssale.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien

L'extrapolation fait appel à une hypothèse de moindre étendue (hypothèse A, B et C) et une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse D) du bassin sédimentaire à l'Hauterivien.

Les bassins de rift étant généralement étroits, l'hypothèse d'une moindre étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien (hypothèse A, B et C) est à privilégier.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Albien

L'extrapolation fait appel à une hypothèse de moindre étendue (hypothèse A et B) et une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse C et D) du bassin sédimentaire à l'Albien.

A l'Albien, les sédiments se déposent peu profondément au niveau du puits DSDP 40-363, suggérant un bassin sédimentaire étendu : l'hypothèse d'une étendue maximale (C et D) est à privilégier.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Turonien

L'extrapolation se confronte à l'étendue du bassin sédimentaire au Turonien et fait appel aux trois hypothèses suivantes :

A : La séquence Cénomanién-Turonien se biseaute à l'extrémité Ouest de la coupe d'Aizawa (2000) : c'est l'hypothèse d'étendue minimale du bassin sédimentaire au Turonien.

B : La séquence Cénomanién-Turonien se dépose dans la plaine abyssale mais se biseaute au niveau d'une remontée du socle (en rouge) : c'est l'hypothèse d'étendue moyenne du bassin sédimentaire au Turonien.

C et D : La séquence Cénomanién-Turonien se dépose tout le long de la plaine abyssale : c'est l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire au Turonien.

Au Cénomanién et au Turonien, aucun sédiment ne se dépose au niveau du puits DSDP 40-363, suggérant un biseau en amont du puits : l'hypothèse A est à privilégier.

Finalement, notre préférence va au scénario illustré par la coupe A.

5.2_Namibie B (Figure 4.5.2)

La coupe de Namibie B se situe dans le bassin de Walvis entre Henffesbaar et l'arche de Luderitz. D'orientation ENE-OSO, ses 665 km se découpent en 3 parties :

- ~140 km du plateau continental (coupe d'Aizawa, 2000)
- ~ 90 km de la pente continentale (coupe d'Aizawa, 2000)
- ~435 km de la plaine abyssale

La coupe d'Aizawa (2000), longue de 197 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 5) est la suivante :

	lithologie	terrigne	carbonatée	évaporitique	volcanique
Syn-rift + SDRs	(bleu-vert foncé)	50 ?			50 ?
Barrémien-Aptien	(vert foncé)	85	10 ?		5
Albien	(vert foncé)	80-95			5-10
Cénomanién	(vert clair)	100 ?			
Turonien	(vert clair)	100 ?			
Coniacien-Maas-trichtien	(orange)	100 ?			
Cénozoïque	(jaune)	95-100 ?	0-5 ?		

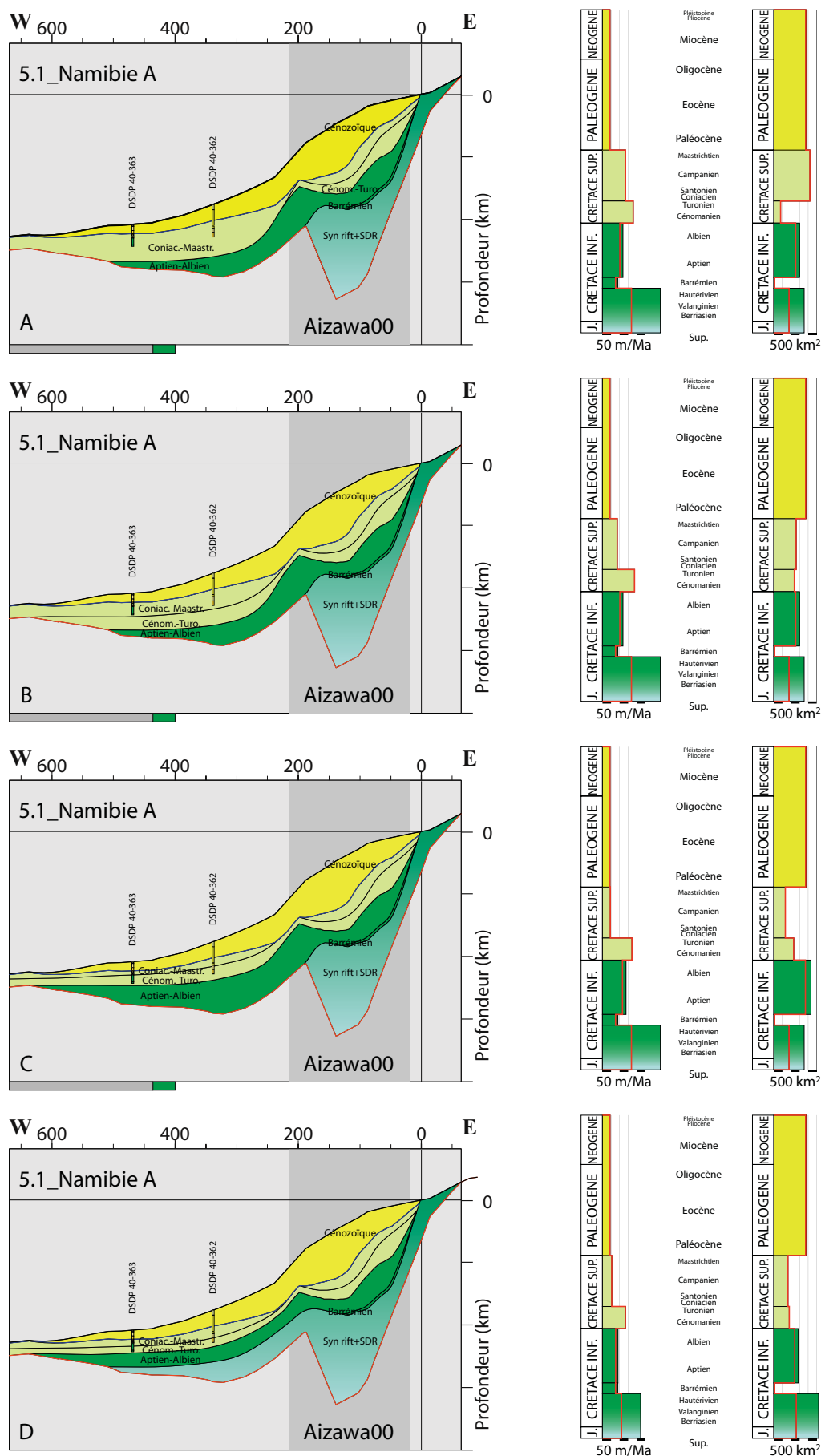


Figure 4.5.1 : Coupe de Namibia A extrapolée à partir de la coupe d'Aizawa (2000), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et du puits DSDP 40-362 et 363 (Hypothèses A, B, C et D). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

L'échelle verticale des coupes d'Aizawa (2000) étant en seconde temps double (TWT), la coupe Namibie B est convertie en profondeur kilométrique à l'aide des vitesses sismiques de la coupe n°29 d'Emery *et al.* (1975) (p28). Ces vitesses sismiques varie depuis la côte vers le large comme suit :

	distal	proximal
socle	5400	5400
Syn rift+SDRs	3500	3500
Crétacé	2600	1900
Cénozoïque	2000	1600
tranche d'eau	1500	1500

Discussion des scénarios d'extrapolation :

La coupe d'Aizawa (2000) montre que les séquences du syn rift+SDRs au Maastrichtien ont tendance à se biseauter sur le socle (réflecteur rouge) vers l'Est. La séquence Cénozoïque se dépose par dessus ces séquences à l'Est de la coupe d'Aizawa (2000).

Aucun âge n'est attribué au réflecteur «D» d'Emery (en bleu) pour cette coupe. La séquence du Cénozoïque est prolongée à l'Ouest avec la même épaisseur et en mimant la topographie (en noir) pour venir butter contre le socle (en rouge).

Les séquences de l'Albien et du Cénomaniens sont entièrement décrites par la coupe d'Aizawa (2000) et l'on peut supposer qu'elles ne réapparaissent pas au niveau de la plaine abyssale.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien

L'extrapolation fait appel à une hypothèse de moindre étendue (C et D) et à une hypothèse d'étendue maximale (A et B) du bassin sédimentaire à l'Hauterivien.

Les bassins de rift étant généralement étroits, l'hypothèse d'une moindre étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien (hypothèse C et D) est à privilégier.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Aptien

La séquence de l'Aptien se déposant sur la séquence du syn rift+SDRs, l'extrapolation fait également appel à une hypothèse de moindre étendue (hypothèse C et D) et à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse A et B) du bassin sédimentaire à l'Aptien.

L'hypothèse d'une moindre étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien étant à privilégier, notre préférence va aux hypothèses C et D.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Turonien

L'extrapolation se confronte à l'étendue du bassin sédimentaire au Turonien et fait appel aux quatre hypothèses suivantes :

A et C : La séquence du Turonien se dépose tout le long de la plaine abyssale avec une faible épaisseur (A) ou avec une épaisseur un peu plus grande (C) et vient butter contre le socle (en rouge) : c'est l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire au Turonien.

B : La séquence du Turonien se biseaute au niveau de la pente continentale : c'est l'hypothèse d'étendue moyenne du bassin sédimentaire au Turonien.

D : La séquence du Turonien se biseaute à l'extrémité Ouest de la coupe d'Aizawa (2000) : c'est l'hypothèse d'étendue minimale du bassin sédimentaire au Turonien.

Au Cénomaniens et au Turonien, aucun sédiment ne se dépose au niveau du puits DSDP 40-363, suggérant un biseau en amont du puits : l'hypothèse D est à privilégier.

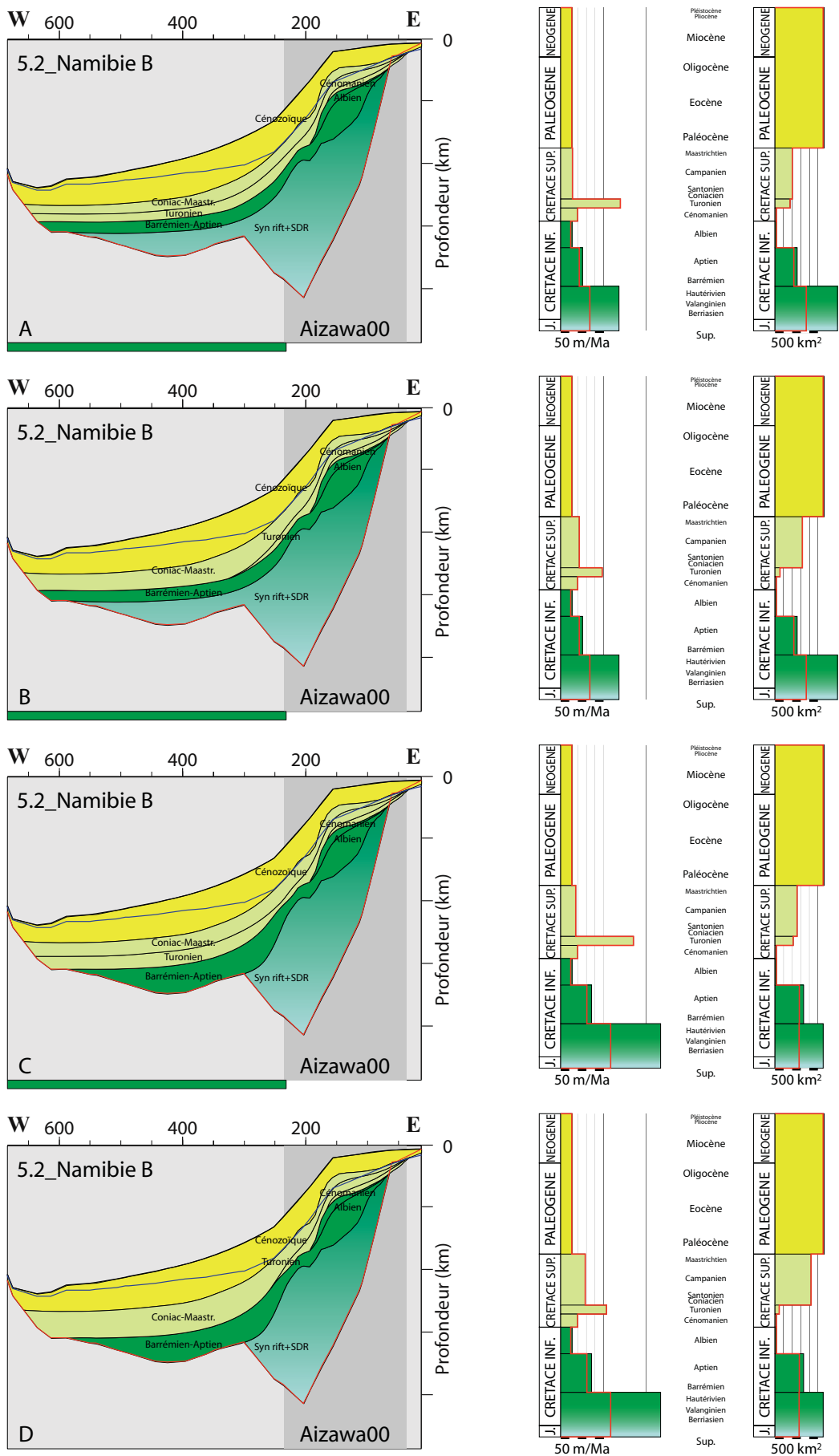


Figure 4.5.2 : Coupe de Namibia B extrapolée à partir de la coupe d’Aizawa (2000), des isobathes et de l’âge de la croûte océanique (Hypothèses A, B, C et D). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l’aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

5.3_Namibie C (Figure 4.5.3)

La coupe de Namibie C se situe dans le bassin de Luderitz entre l'arche de Luderitz et l'arche de Kudu. D'orientation ENE-OSO, ses 1255 km se découpent en 3 parties :

~145 km du plateau continental (coupe d'Aizawa, 2000)

~100 km de la pente continentale (coupe d'Aizawa, 2000)

~1010 km de la plaine abyssale

La coupe d'Aizawa (2000), longue de 174 km, se découpe en 7 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 5) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Syn-rift + SDRs	(bleu-vert foncé)	50 ?			50 ?
Barrémien-Aptien	(vert foncé)	85	10 ?		5
Albien	(vert foncé)	80-95			5-10
Cénomanién	(vert clair)	100 ?			
Turonien	(vert clair)	100 ?			
Coniacien-Maastrichtien	(orange)	100 ?			
Cénozoïque	(jaune)	95-100 ?	0-5 ?		

L'échelle verticale des coupes d'Aizawa (2000) étant en seconde temps double (TWT), la coupe Namibie C est convertie en profondeur kilométrique à l'aide des vitesses sismiques de la coupe n°24 d'Emery *et al.* (1975). Ces vitesses sismiques varient depuis la côte vers le large comme suit :

	distal	proximal
socle	5400	5400
Syn rift+SDRs	3700	3200
Crétacé	3000	2400
Cénozoïque	2200	1700
tranche d'eau	1500	1500

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Pour cette coupe, le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) est supposé d'âge Maastrichtien. L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient donc la séquence du Cénozoïque.

La séquence de l'Albien est entièrement décrite par la coupe d'Aizawa (2000) et l'on peut supposer qu'elle ne réapparaît pas au niveau de la plaine abyssale.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien et à l'Aptien

L'extrapolation se confronte au problème de l'étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien et à l'Aptien et fait appel aux deux hypothèses suivantes :

A et B : A l'Hauterivien, les sédiments se déposent jusqu'à une remontée du socle au niveau de la plaine abyssale. La séquence Barrémien-Aptien se dépose un peu plus loin sur la plaine abyssale : c'est l'hypothèse d'étendue maximale à l'Hauterivien et à l'Aptien.

C : La séquence du syn rift+SDRs se biseaute peu après la coupe d'Aizawa (2000) et la séquence Barrémien-Aptien se dépose jusqu'à une remontée du socle au début de la plaine abyssale : c'est l'hypothèse de moindre étendue à l'Hauterivien et à l'Aptien.

L'hypothèse d'une moindre étendue à l'Hauterivien et à l'Aptien amène à construire une coupe géologique peu cohérente. Notre préférence va à l'hypothèse d'étendue maximale du bassin sédimentaire à l'Hauterivien et à l'Aptien (hypothèse A et B).

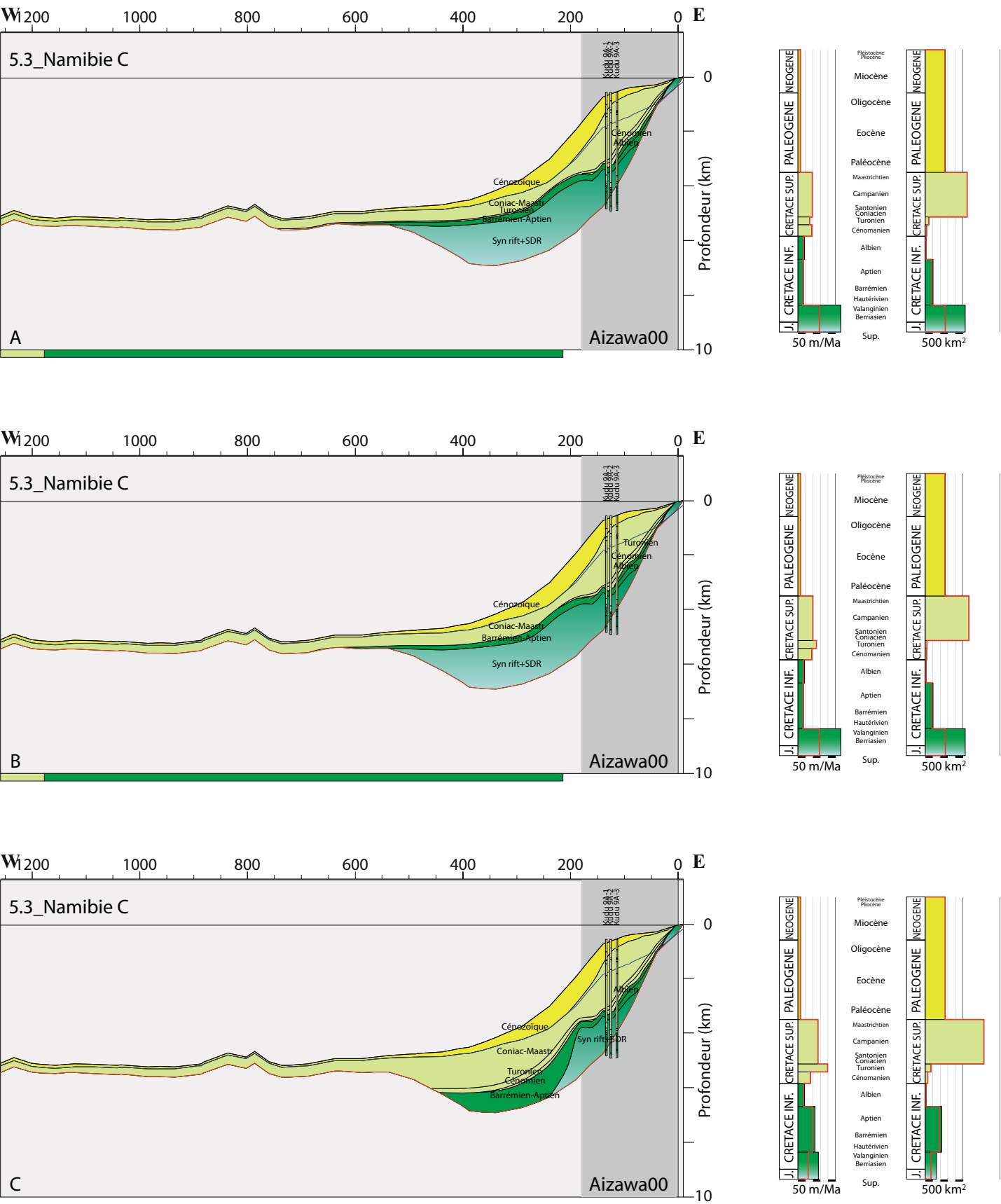


Figure 4.5.3 : Coupe de Namibia C extrapolée à partir de la coupe d'Aizawa (2000), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et du puits Kudu 9A (Hypothèses A, B et C). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Cénomanién

L'extrapolation se confronte au problème de l'étendue du bassin sédimentaire au Cénomanién et fait appel aux deux hypothèses suivantes :

A et B : La séquence du Cénomanién se biseaute à l'extrémité Ouest de la coupe d'Aizawa (2000) : c'est l'hypothèse de moindre étendue.

C : La séquence du Cénomanién se biseaute peu après la pente continentale : c'est l'hypothèse d'étendue maximale.

L'hypothèse de moindre étendue à l'Hauterivién et à l'Aptien amène à construire une coupe géologique peu cohérente. Notre préférence va à l'hypothèse de moindre étendue du bassin sédimentaire au Cénomanién (hypothèse A et B).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire au Turonien

L'extrapolation se confronte à l'étendue du bassin sédimentaire au Turonien et fait appel aux trois hypothèses suivantes :

A : La séquence du Turonien se dépose sur une grande partie de la plaine abyssale : c'est l'hypothèse d'étendue maximale.

B : La séquence du Turonien se biseaute sur la pente continentale peu après la coupe d'Aizawa (2000) : c'est l'hypothèse de moindre étendue.

C : La séquence du Turonien vient butter contre la remontée du socle (en rouge) au début de la plaine abyssale : c'est l'hypothèse d'étendue moyenne.

L'hypothèse de moindre étendue à l'Hauterivién et à l'Aptien amène à construire une coupe géologique peu cohérente. Notre préférence va à l'hypothèse de moindre étendue du bassin sédimentaire au Turonien (hypothèse B).

5.4_Orange 1 (Figure 4.5.4)

La coupe de l'Orange 1 se situe dans le Nord du bassin de l'Orange. D'orientation ENE-OSO, ses 1635 km se découpent en 3 parties :

~200 km du plateau continental (coupe de Brown, 1995)

~115 km de la pente continentale (coupe de Brown, 1995)

~1320 km de la plaine abyssale

La coupe de Brown (1995), longue de 268 km, se découpe en 8 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 5) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Syn-rift + SDRs	(bleu-vert foncé)	50 ?			50 ?
Barrémien-Aptien Inf.	(vert foncé)	85	10 ?		5
Aptien Sup.-Albien Inf	(vert foncé)	80-95			5-10
Albien Moyen-Sup.	(vert foncé)	100 ?			
Cénomanién	(vert clair)	100 ?			
Turo.-Campanien Inf.	(vert clair)	100 ?			
Campanien Sup.-Maastr.	(orange)	100 ?			
Cénozoïque	(jaune)	95-100 ?	0-5 ?		

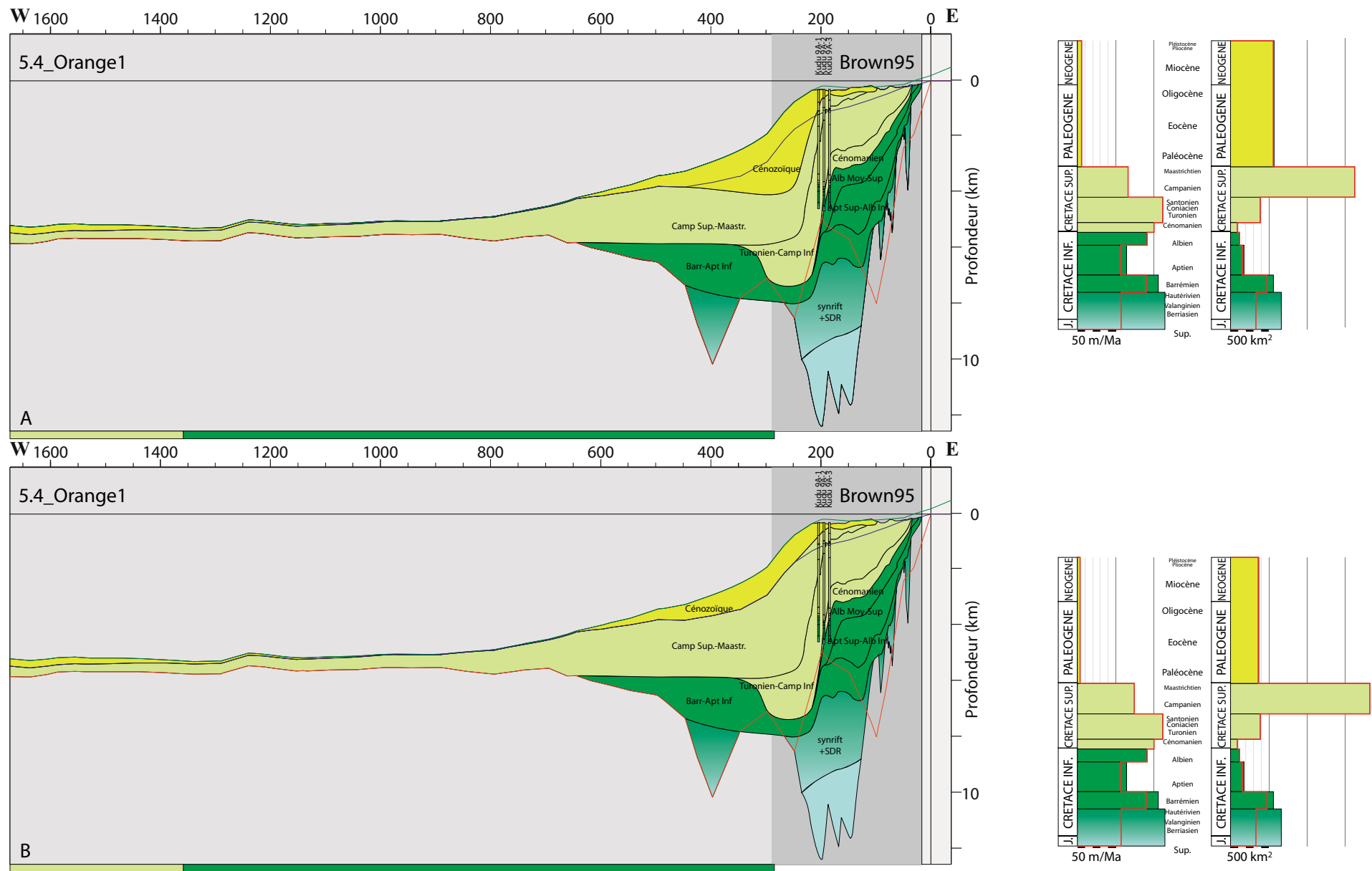


Figure 4.5.4 : Coupe d'Orange 1 extrapolée à partir de la coupe de Brown (1995), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et du puits Kudu 9A (Hypothèses A et B). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Les séquences de l'Aptien Sup.-Albien Inf., Albien Moyen-Sup et Cénomaniens sont entièrement décrites par la coupe de Brown (1995) et l'on peut supposer qu'elles ne réappaaraissent pas au niveau de la plaine abyssale.

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien

Deux grabens situés côte à côte sont remplis lors du rifting. L'extrapolation fait appel à une hypothèse de moindre étendue (hypothèses A et B) et à une hypothèse d'étendue maximale (hypothèse C et D).

Le choix de l'hypothèse d'une moindre étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien est lié au choix global du scénario A comme scénario géologiquement le plus cohérent des quatre scénarios.

- Hypothèse sur l'étendue et l'épaisseur de la séquence Barrémien-Aptien Inférieur

L'extrapolation se confronte à l'étendue du bassin sédimentaire à l'Aptien Inférieur et fait appel aux trois hypothèses suivantes :

A et B : La séquence du Barrémien-Aptien Inférieur se dépose jusqu'à la remontée du socle au niveau de la plaine abyssale avec une épaisseur importante : c'est l'hypothèse d'étendue maximale avec une épaisseur maximale.

C : La séquence du Barrémien-Aptien Inférieur se dépose jusqu'à la remontée du socle au niveau de la plaine abyssale avec une faible épaisseur : c'est l'hypothèse d'étendue maximale avec une épaisseur moindre.

D : La séquence du Barrémien-Aptien Inférieur se biseaute rapidement avant même le deuxième bassin de rift : c'est l'hypothèse de moindre étendue.

Pour la séquence Barrémien-Aptien Inférieur, l'hypothèse d'étendue maximale avec une épaisseur maximale (A et B) est géologiquement la plus cohérente.

- Hypothèse sur l'étendue et l'épaisseur de la séquence Turonien-Campanien Inférieur

L'extrapolation se confronte à l'étendue du bassin sédimentaire au Turonien et fait appel aux trois hypothèses suivantes :

A et B : La séquence du Turonien-Campanien Inférieur vient butter contre la séquence Barrémien-Aptien Inférieur au niveau du deuxième bassin de rift : c'est l'hypothèse d'étendue maximale avec une épaisseur maximale.

C : La séquence du Turonien-Campanien Inférieur se biseaute sur la séquence Barrémien-Aptien Inférieur au niveau du deuxième bassin de rift : c'est l'hypothèse d'étendue moyenne.

D : La séquence du Turonien-Campanien Inférieur se biseaute rapidement avant même le deuxième bassin de rift : c'est l'hypothèse d'étendue maximale avec une épaisseur moindre.

Le choix de l'hypothèse d'étendue et d'épaisseur maximales de la séquence Turonien-Campanien Inférieur (A et B) est lié au choix global du scénario A comme scénario géologiquement le plus cohérent des quatre scénarios.

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence du Cénozoïque

La limite inférieure de la séquence du Cénozoïque s'appuie sur le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) vers le large mais l'extrapolation fait appel à deux hypothèses sur l'épaisseur de la séquence Cénozoïque au niveau de la pente continentale :

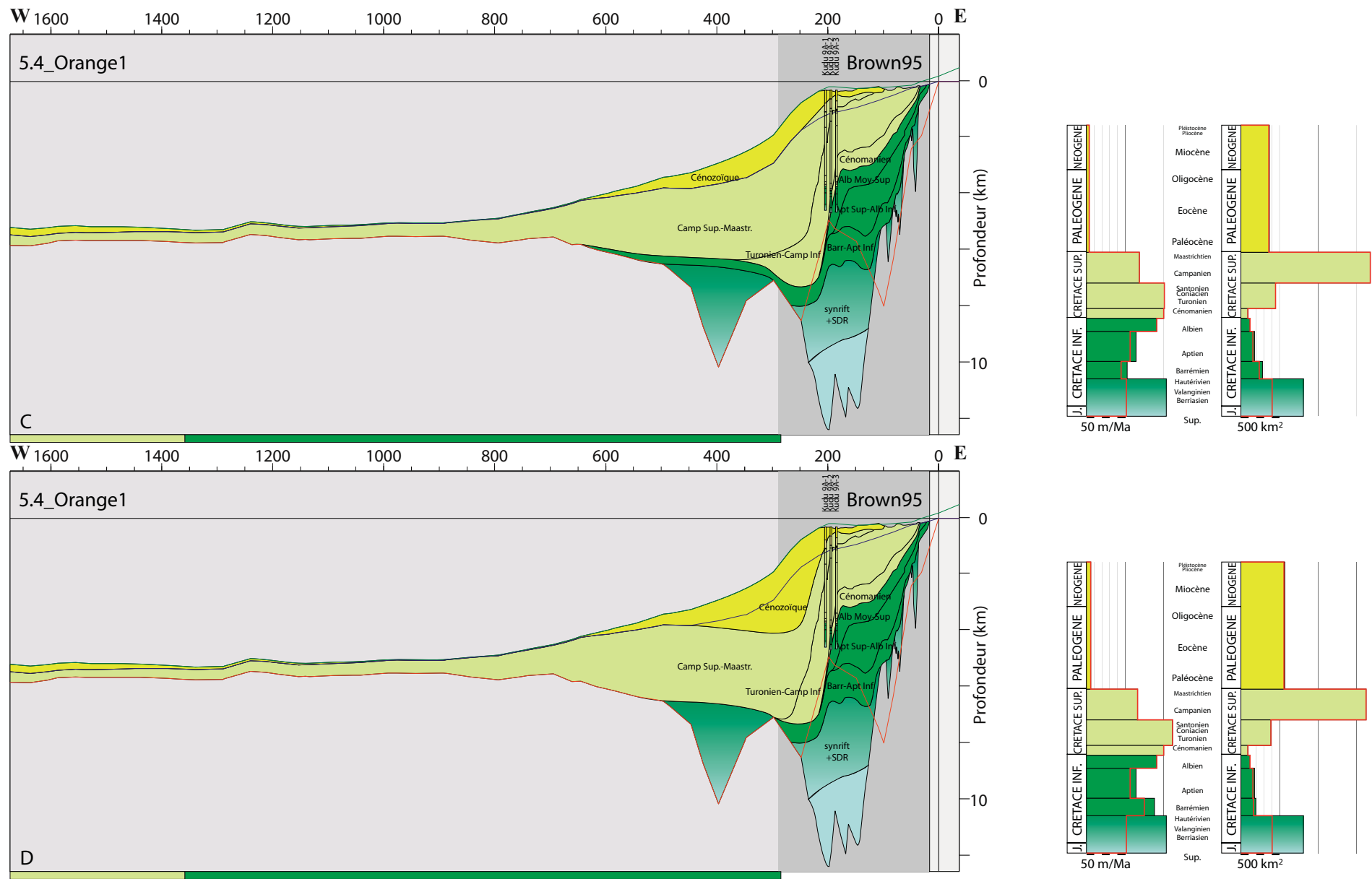


Figure 4.5.4 (suite) : Coupe d'Orange 1 extrapolée à partir de la coupe de Brown (1995), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et du puits Kudu 9A (Hypothèses C et D). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

A et D : La limite inférieure de la séquence du Cénozoïque étant plus profonde à l'extrémité Ouest de la coupe de Brown (1995) que le réflecteur «D» (en bleu), elle est prolongée avec une légère montée jusqu'à rejoindre le réflecteur bleu au niveau de la plaine abyssale : c'est l'hypothèse d'épaisseur maximale.

B et C : Le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) est supposé d'âge Maastrichtien pour cette coupe. L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient donc la séquence du Cénozoïque : c'est l'hypothèse d'épaisseur moindre.

Le réflecteur «D» étant supposé d'âge Oligocène par Emery *et al.* (1975), l'hypothèse incorporant, au moins en partie, ce réflecteur dans la séquence du Cénozoïque (hypothèse A et D) est à privilégier.

5.5_Orange 2 (Figure 4.5.5)

La coupe de l'Orange 2 se situe dans le Sud du bassin de l'Orange. D'orientation ENE-OSO, ses 1030 km se découpent en 3 parties :

- ~115 km du plateau continental (coupe de Brown, 1995)
- ~140 km de la pente continentale (coupe de Brown, 1995)
- ~775 km de la plaine abyssale

La coupe de Brown (1995), longue de 268 km, se découpe en 9 séquences stratigraphiques dont la composition estimée (chapitre 3, partie 5) est la suivante :

	lithologie	terrigené	carbonatée	évaporitique	volcanique
Syn-rift + SDRs	(bleu-vert foncé)	50 ?			50 ?
Barrémien-Aptien Inf.	(vert foncé)	85	10 ?		5
Aptien Sup.-Albien Inf	(vert foncé)	80-95			5-10
Albien Moyen-Sup.	(vert foncé)	100 ?			
Cénomanién	(vert clair)	100 ?			
Turo-Coniacien	(vert clair)	100 ?			
Santo.-Campanien Inf.	(vert clair)	100 ?			
Campanien Sup.-Maastr.	(orange)	100 ?			
Cénozoïque	(jaune)	95-100 ?	0-5 ?		

Discussion des scénarios d'extrapolation :

Les séquences de l'Aptien Supérieur-Albien Inférieur, Albien Moyen-Supérieur et Cénomanién sont entièrement décrites par la coupe de Brown (1995) et l'on peut supposer qu'elles ne réapparaissent pas au niveau de la plaine abyssale.

La limite inférieure de la séquence Turonien-Coniacien est prolongée à partir de l'extrémité Ouest de la coupe de Brown (1995) avec une légère baisse de profondeur jusqu'à la remontée du socle (en rouge).

- Hypothèse sur l'étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivién et à l'Aptien Inférieur

L'extrapolation se confronte au problème de l'étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivién et à l'Aptien Inférieur et fait appel aux deux hypothèses suivantes :

A et C : Les séquences syn rift+SDRs et du Barrémien-Aptien Inférieur se déposent dans bassin peu étendu, limité à l'Ouest par une hypothétique faille normale.

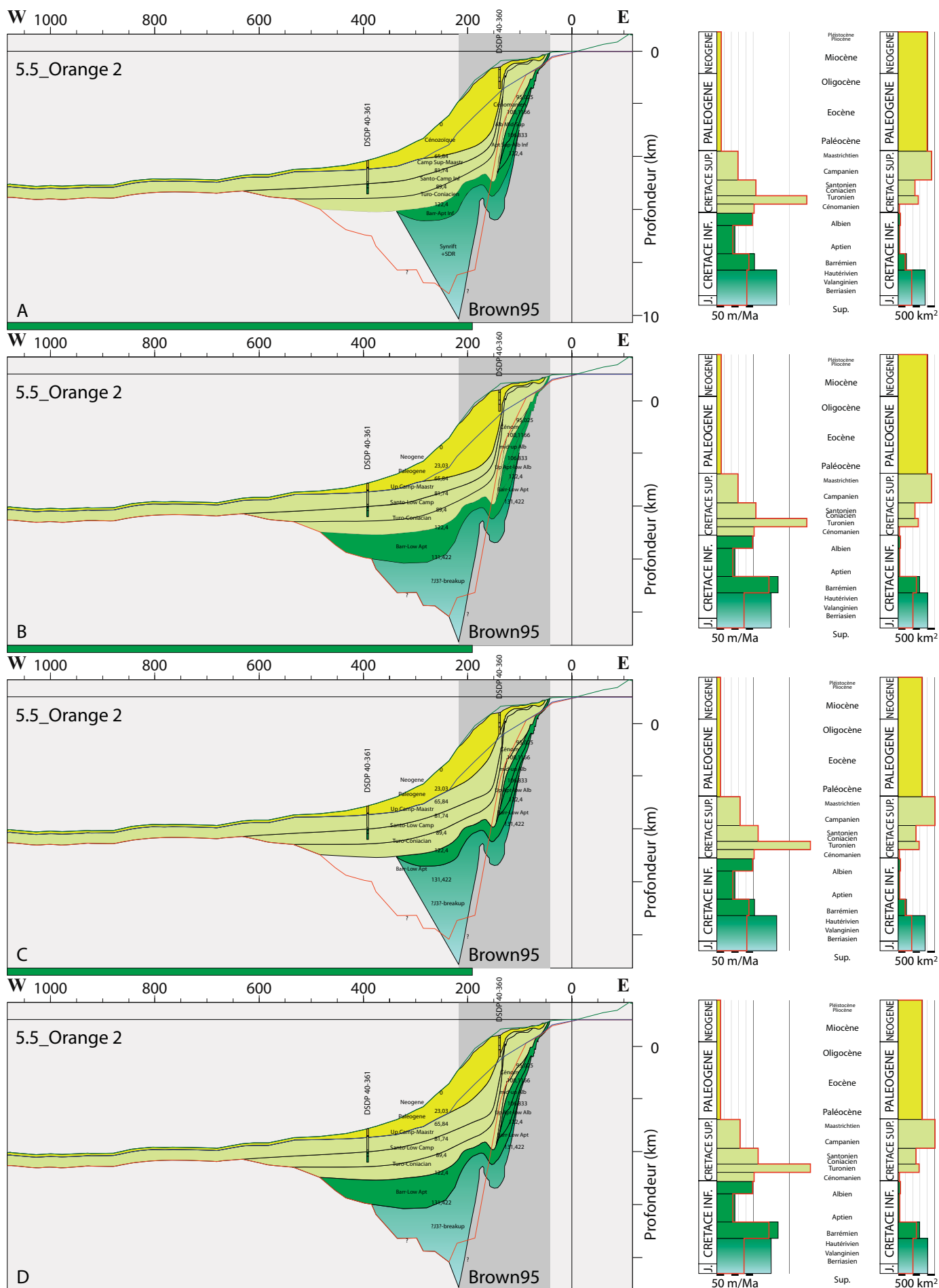


Figure 4.5.5 : Coupe de l'Orange 2 extrapolée à partir de la coupe de Brown (1995), des isobathes, de l'âge de la croûte océanique et des puits DSDP 40-360 et 361 (Hypothèses A, B, C et D). Histogrammes en fonction du temps 1) du taux de sédimentation et 2) de l'aire des sédiments. Le trait rouge indique la valeur pondérée par le pourcentage de sédiments terrigènes.

B et D : Les séquences syn rift+SDRs et du Barrémien-Aptien Inférieur se déposent jusqu'à la remontée du socle (en rouge) : c'est l'hypothèse d'étendue maximale.

Notre préférence va à l'hypothèse de moindre étendue du bassin sédimentaire à l'Hauterivien (hypothèse A et C).

- Hypothèse sur l'épaisseur de la séquence du Cénozoïque

La limite inférieure de la séquence du Cénozoïque s'appuie sur le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) vers le large mais l'extrapolation fait appel à deux hypothèses sur l'épaisseur de la séquence Cénozoïque au niveau de la pente continentale :

A et B : La limite inférieure de la séquence du Cénozoïque étant plus profonde à l'extrémité Ouest de la coupe de Brown (1995) que le réflecteur «D» (en bleu), elle est prolongée avec une légère montée jusqu'à rejoindre le réflecteur bleu au niveau de la plaine abyssale : c'est l'hypothèse d'épaisseur maximale.

C et D : Le réflecteur «D» d'Emery (en bleu) est supposé d'âge Maastrichtien pour cette hypothèse. L'intervalle entre les réflecteurs bleu et noir contient donc la séquence du Cénozoïque : c'est l'hypothèse d'épaisseur moindre.

Le réflecteur «D» étant supposé d'âge Oligocène par Emery *et al.* (1975), l'hypothèse incorporant, au moins en partie, ce réflecteur dans la séquence du Cénozoïque (hypothèse A et B) est à privilégier.

Remarque : Les limites inférieures et supérieures de la séquence Santonien-Campanien Inférieur sont prolongées en respectant l'épaisseur des séquences du Crétacé Supérieur et en mimant la topographie jusqu'à un point de plus en plus éloigné de la remontée du socle (en rouge) : l'étendue du bassin sédimentaire au Coniacien et au Campanien Inférieur ne change pas mais le tracé à l'Ouest de la coupe de Brown (1995) est légèrement modifié selon l'hypothèse de l'épaisseur de la séquence du Cénozoïque.

2. La surface de sédimentation au cours du Mésocénozoïque.

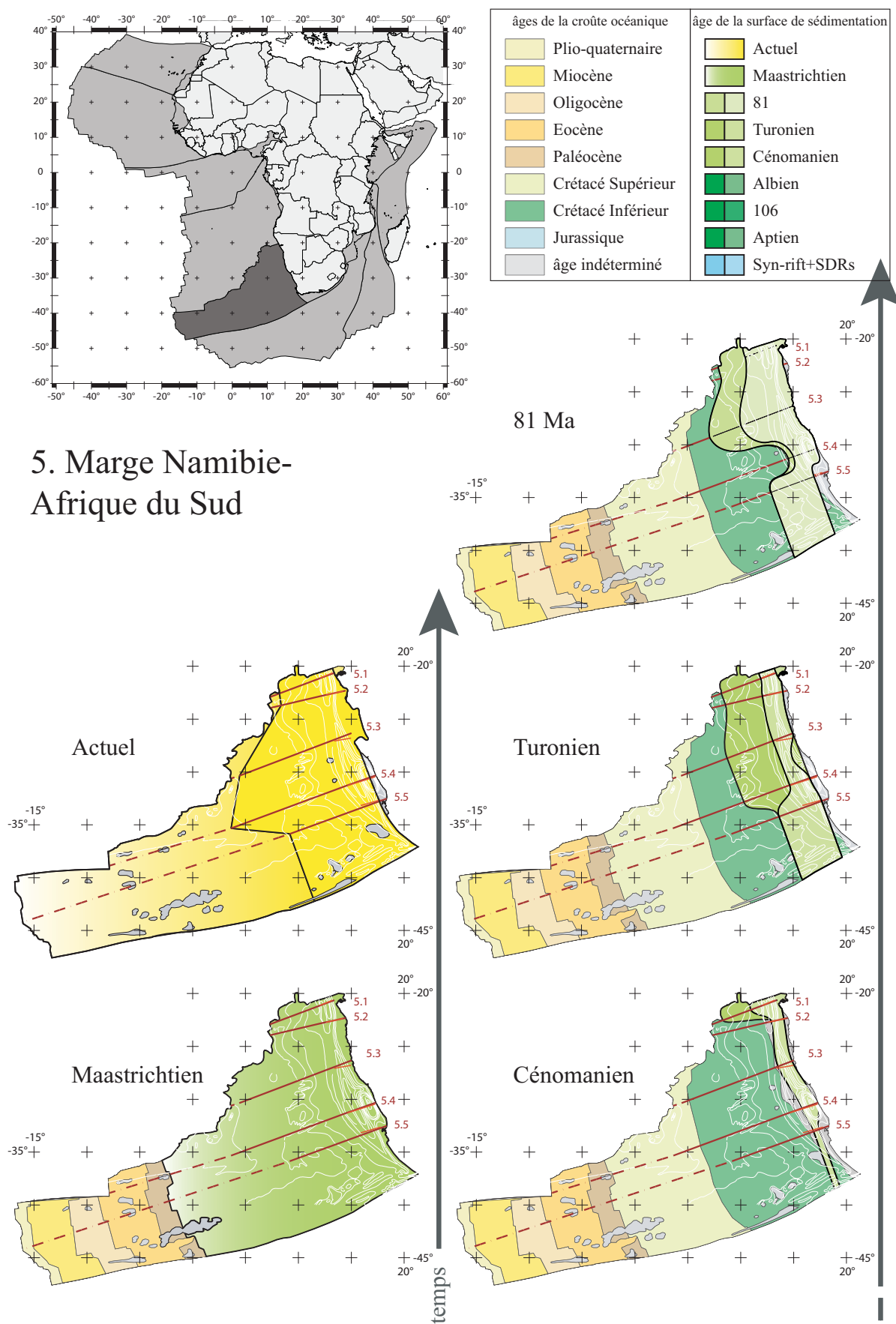
La résolution stratigraphique des coupes extrapolées permet de connaître l'étendue de la surface de sédimentation à 9 époques du Mésocénozoïque. La figure 4.5.7 représente la surface de sédimentation sur un extrait de la carte des âges de la croûte océanique (UNESCO, 2004) à la fin de chacune de ces 9 périodes.

Dans la marge Namibie-Afrique du Sud, la surface active de sédimentation croît vers le large tout au long du Mésocénozoïque excepté à l'Albien (Inférieur et Supérieur), au Cénoomanien et peut-être au Turonien.

A l'Hauterivien, les sédiments se déposent dans des grabens relativement étroits (de l'ordre de 150 km de large) excepté dans le bassin de Luderitz où les sédiments peuvent se déposer sur environ 450 km de large selon le scénario d'étendue maximale. En outre, plusieurs grabens se côtoyant au niveau dans le bassin de l'Orange, la surface de sédimentation à la fin du syn-rift y atteint également 400 km environ de large au niveau de la coupe 4.4_Orange 1 et 4.5_Orange 2-scénario d'étendue maximale.

A l'Aptien, la surface de sédimentation s'étend : elle atteint une largeur de l'ordre de 550 km excepté dans l'extrême Nord de la marge (environ 120 km) et dans le bassin de l'Orange pour le scénario de moindre étendue (environ 250 km).

Des transgressions successives ont lieu de l'Albien Inférieur, il y a 106 Ma, au Cénoomanien. La surface de sédimentation est donc peu étendue : elle est de l'ordre de 100 km



de large dans le bassin de l'Orange. Dans le bassin de Luderitz et de Walvis, l'étendue de la surface de sédimentation ayant été obtenue au prorata de l'âge pour l'Albien Inférieur, l'effet d'une transgression n'a pas été pris en compte et la marge d'erreur est grande. A l'Albien et au Cénomanién, les transgression limitent l'étendue de la surface de sédimentation à une centaine de km au niveau des coupes 4.2_Namibie B et 4.3_Nambie C alors que l'effet semble minimisé (scénario de moindre étendue) ou nul (scénario d'étendue maximale) au niveau de la coupe 4.1_Namibie A.

Au Turonien, l'incertitude sur l'étendue de la surface de sédimentation, circonscrite par les deux scénarios envisagés, est grande. En effet, le scénario d'étendue maximale suppose que le bassin s'étend sur une largeur de l'ordre de 600 km alors que le scénario de moindre étendue suppose qu'une dernière transgression limite son étendue à environ 200 km de large. Toutefois, la coupe 4.5_Orange 2 laisse supposer que s'il y a eu une transgression, elle était moins importante que les précédentes.

Au Campanien Inférieur, il y a 81 Ma, une discordance limite l'étendue de la surface de sédimentation au niveau de la coupe 4.4_Orange 1. Les deux scénarios envisagés au prorata de l'âge dans le Nord de la marge (largeur de l'ordre de 450 km ou de 600 km) sont entourés d'une grande marge d'erreur.

Au Maastrichtien, la surface de sédimentation suit probablement le littoral actuel en amont et atteint au maximum la limite Ouest de la croûte océanique d'âge Crétacé Inférieur en aval. Cependant, les coupes 4.4_Orange 1 et 4.5_Orange 2 ne décrivent pas l'intégralité de la plaine abyssale, très étendue dans le bassin de l'Orange (trait rouge foncé en pointillé) et le volume de sédiments déposés à l'Ouest des coupes sera déterminé à l'aide de la fonction «*get 3D volume*» de Gocad (cf. Remarque 1).

La surface de sédimentation actuelle atteint au maximum la ride médio-océanique. En effet, la présence de monts sous-marins complique la forme de l'isopaque 0 d'après Emery (1984) qui est discontinue. Tout comme pour le Maastrichtien, le volume de sédiments déposés à l'Ouest des coupes sera déterminé à l'aide de la fonction «*get 3D volume*» de Gocad (cf. Remarque 1).

Le tableau suivant répertorie l'aire (en 10^6 km^2) de la surface de sédimentation étape par étape selon un scénario d'étendue maximale, un scénario d'étendue moyenne et un scénario d'étendue minimale et précise quel scénario est considéré comme le meilleur.

	maximale	minimale	préférée
Actuel			$4,764.10^6 \text{ km}^2$
Maastrichtien			$3,379.10^6 \text{ km}^2$
81 Ma	$1,177.10^6 \text{ km}^2$	$0,848.10^6 \text{ km}^2$	minimale
Turonien	$1,168.10^6 \text{ km}^2$	$0,5547.10^6 \text{ km}^2$	maximale
Cénomanién	$0,327.10^6 \text{ km}^2$	$0,260.10^6 \text{ km}^2$	minimale
Albien	$0,320.10^6 \text{ km}^2$	$0,298.10^6 \text{ km}^2$	minimale
106 Ma	$0,453.10^6 \text{ km}^2$	$0,406.10^6 \text{ km}^2$	minimale
Aptien	$0,923.10^6 \text{ km}^2$	$0,703.10^6 \text{ km}^2$	minimale
syn-rift+SDRs	$0,748.10^6 \text{ km}^2$	$0,668.10^6 \text{ km}^2$	minimale

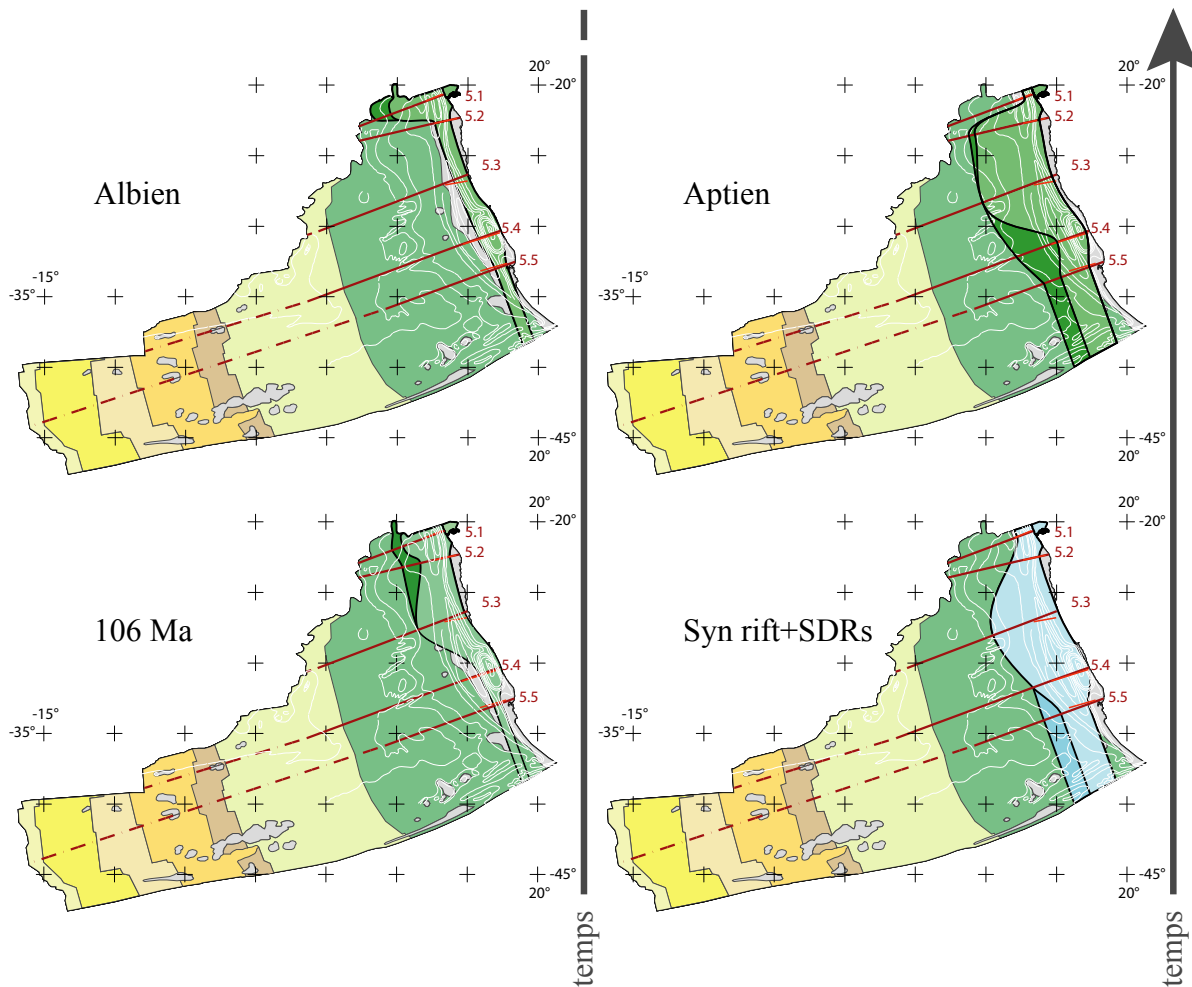


Figure 4.5.7 : Etendue maximale et minimale de la surface de sédimentation de la marge Namibie-Afrique du Sud à la fin du syn-rift et des SDRs, de l'Aptien, il y a 106 Ma, à la fin de l'Albien, du Turonien, il y a 81 Ma, à la fin du Maastrichtien et à l'actuel.

Remarque 1 : La plaine abyssale du bassin de l'Orange se poursuit à l'Ouest des coupes Orange 1 et 2 (trait rouge foncé en pointillé sur les cartes). Sur cette plaine abyssale, seules les séquences du Campanien Supérieur-Maastrichtien et du Cénozoïque se déposent entre respectivement les réflecteurs rouge et bleu et bleu et noir. Ainsi, sur l'étendue de la plaine abyssale non décrite par les coupes, le volume de sédimentation est directement donné par la fonction «get 3D volume» de Gocad.

Remarque 2 : Le découpage stratigraphique étant différent entre les coupes issues des coupes d'Aizawa (2000) et de celles de Brown (1995), la surface de sédimentation à une étape donnée peut avoir été déduite au niveau de certaines coupes à partir de l'étendue du bassin sédimentaire aux étapes précédente et suivante au prorata de la durée (Annexe 14).

5. Marge Namibie-Afrique du Sud

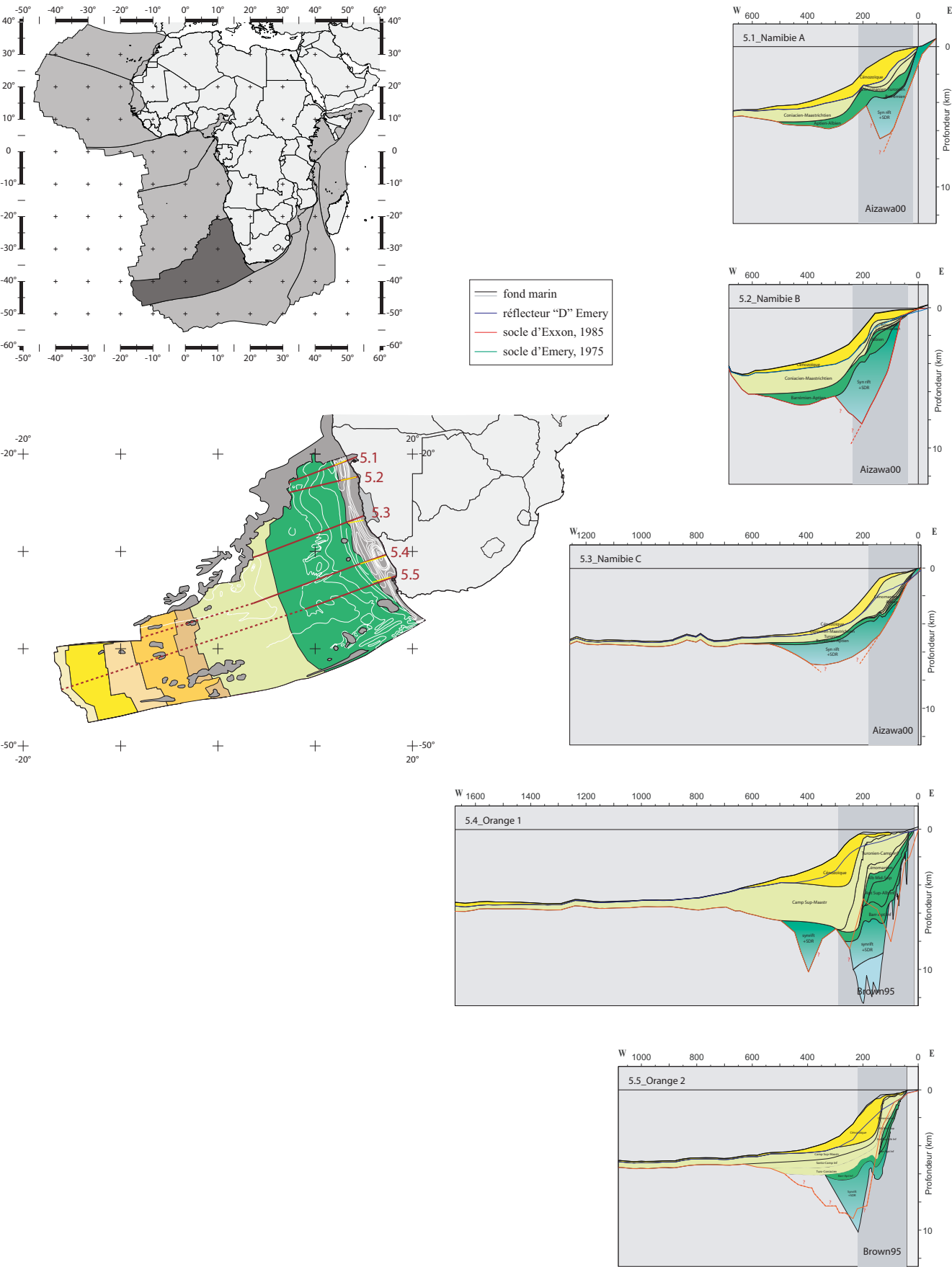


Figure 4.5.6 : Les cinq coupes extrapolées préférées pour la marge Namibie-Afrique du Sud.

Chapitre 5 : Discussion - Interprétation
Les volumes sédimentaires
de la marge ouest-africaine au Méso-Cénozoïque

Les flux terrigènes sont fonction de deux paramètres (chapitre 1) : la déformation de la lithosphère et le climat. Une surrection favorise l'érosion, tout comme une humidification du climat. Dans le détail, notamment pour le climat, les choses sont plus complexes. Il faut, en particuliers, intégrer la lithologie et la topographie des bassins versants amonts des bassins.

1. Les différents segments de la marge ouest-africaine.

1.1 Marge atlantique du Maroc (Figure 5.1)

1.1.1 Résultats.

La résolution temporelle des données disponibles sur la marge atlantique du Maroc est faible. Seuls 6 pas de temps sont disponibles.

Les maxima de vitesse de sédimentation terrigène sont atteints au Crétacé Inférieur ($20.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et au Néogène ($21.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les minima correspondent au Jurassique ($1.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et au Crétacé Supérieur ($3.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$), périodes durant laquelle la production carbonatée est importante.

- **Trias** : Le Trias est essentiellement terrigène. La principale incertitude concerne l'âge du début de la sédimentation en Mer (Olenekien ou Ladinien). Le maximum de vitesse de sédimentation terrigène est atteint au Norien ($14.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).
- **Jurassique** : La sédimentation carbonatée domine. La vitesse de sédimentation totale est de $19.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, pour une vitesse de sédimentation terrigène de $1.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$.
- **Crétacé Inférieur** : Le Crétacé Inférieur est essentiellement terrigène (vitesse de sédimentation totale : $26.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène : $20.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).
- **Crétacé Supérieur** : Le Crétacé Supérieur est essentiellement carbonaté (vitesse de sédimentation totale : $18.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène : $3.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).
- **Paléogène** : Le Paléogène est essentiellement terrigène (vitesse de sédimentation totale : $19.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène : $15.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).
- **Néogène** : Le Néogène est terrigène (vitesse de sédimentation terrigène : $21.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

1.1.2 Discussion - interprétation.

Le Nord-Ouest de l'Afrique enregistre durant le Méso-Cénozoïque (1) une double extension téthysienne et atlantique (Trias-Jurassique) et (2) la fermeture téthysienne (Crétacé *p.p.* et Cénozoïque).

D'un point de vue climatique, la marge marocaine se situe aux basses latitudes de l'hémisphère Nord du Trias au Paléocène, dans un climat aride à semi-aride, à l'exception du Jurassique Supérieur plus humide (données ANR TOPOAFRICA, en cours).

L'ouverture atlantique s'initie dès le Trias (Ladinien ou Carnien) avec la phase rift. La première accréation océanique est objet à discussion : elle est probablement d'âge Lias Inférieur (Sahabi *et al.*, 2004). Sur ce processus se surimpose la brève émission de l'épanchement basaltique de la CAMP à la limite Trias-Jurassique (Verati *et al.*, 2005, 2007).

La formation des chaînes de montagne de l'Atlas et du Rif se produit durant le Cénozoïque. L'inversion de l'Atlas s'initie dès l'Eocène Moyen – Supérieur (paroxysme) avec une deuxième phase au Miocène Moyen-Supérieur (Frizon de Lamotte *et al.*, 2009).

L'augmentation de la vitesse de sédimentation terrigène au Norien (**Trias Supérieur**) est imputable à l'érosion contemporaine du paroxysme du rift atlantique. L'épanchement de la CAMP ne semble pas être contemporain d'un bombement topographique dont les produits d'érosion seraient attendus durant le **Jurassique**, période sans reliefs majeurs en période chaude, comme l'atteste le développement de plates-formes carbonatées.

Le **Crétacé Inférieur**, période de maximum de vitesse de sédimentation terrigène, enregistre probablement une surrection de l'ensemble de cette marge, comme le montre (1) le développement de prismes de régression forcée à cette époque (Rey *et al.*, 1988 ; El Khatib, 1995 ; Canérot *et al.*, 2003...), (2) le développement de grands systèmes deltaïques (Tarfaya, Tan-Tan ; Davison, 2005) et (3) les données récentes de traces de fission qui montrent une accélération de dénudation à cette époque (Ghorbal *et al.*, 2008).

Les faibles apports terrigènes durant le **Crétacé Supérieur** sont en accord avec l'ennoiement généralisé des domaines de socle au Cénomano-Turonien et le développement de plaines côtières évaporitiques, ennoyées par de vastes baies où s'accumulent phosphates et argiles riches en matière organique durant le Crétacé terminal (Choubert, 1949). Ceci indique un relief peu marqué durant cette époque.

L'accélération de la vitesse de sédimentation terrigène durant le **Cénozoïque** traduit principalement la surrection de la chaîne de l'Atlas. Ces vitesses sont néanmoins faibles compte tenu du relief induit dans les bassins versants amonts de la marge. Ceci peut être expliqué par le fait que la chaîne de l'Atlas est principalement constituée de sédiments carbonatés, aisément érodables d'un point de vue chimique.

1.2 Marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry (Figure 5.2)

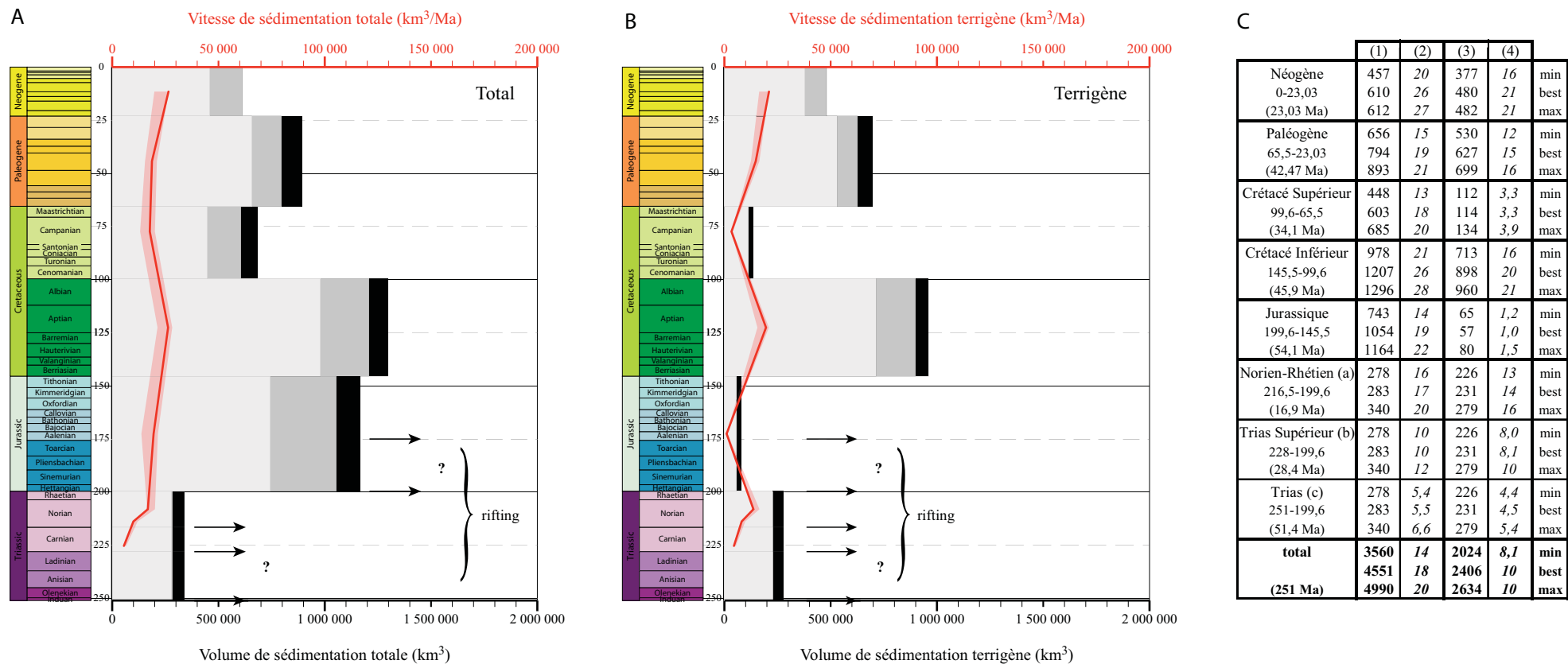
1.2.1 Résultats.

Les maxima de vitesse de sédimentation terrigène sont atteints au Crétacé Supérieur ($59.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et au Néogène ($59.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les minima correspondent au Trias ($3.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et au Jurassique Supérieur ($2.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les valeurs du Trias sont peut être sous-estimées du fait (1) des données disponibles, principalement des coupes onshore et (2) de la forte accumulation sédimentaire de cette marge (7 à 12 km depuis la base du Jurassique) et la présence de sels qui rend difficile d'imager en sismique les dépôts ante-Jurassique.

- **Trias** : Le Trias est essentiellement terrigène (vitesse de sédimentation terrigène : $3.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Aucune datation n'est disponible pour établir le début de la sédimentation (Trias Inférieur ou Supérieur).

- **Jurassique** : La sédimentation carbonatée (ainsi que des évaporites du Jurassique basal ?, par analogie avec le Maroc) domine. La vitesse de sédimentation totale est de 17 ou $26.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, pour une vitesse de sédimentation terrigène de $2.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$.

- **Crétacé Inférieur** : Le Crétacé Inférieur est mixte terrigène/carbonaté (vitesse de sédimentation totale : $49.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène : $17.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).



Un premier maximum de vitesse de sédimentation terrigène est atteint au Crétacé basal (Berriasien-Barrémien, $22.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- **Crétacé Supérieur** : Le Crétacé Supérieur est essentiellement terrigène. Il enregistre le premier maximum de vitesse de sédimentation terrigène avec $59.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$.

- **Paléogène** : Le Paléogène est essentiellement terrigène (vitesse de sédimentation totale : $42.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène : $24.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- **Néogène** : Le Néogène est terrigène. Il enregistre le deuxième maximum de vitesse de sédimentation terrigène avec $59.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$.

1.2.2 Discussion - interprétation.

La marge Mauritanie-Guinée Bissau-Guinée Conakry (MSGBC) résulte de l'ouverture de l'océan Atlantique Central, et présente donc une histoire similaire à celle du Maroc, l'ouverture de l'Atlantique Central (et notamment la première accretion océanique) semblant de même âge du Sénégal au Maroc (Klitgord & Schouten, 1986 ; Labails, 2007).

D'un point de vue climatique, la marge MSGBC se situe à l'Equateur (Trias Inférieur), puis juste au Nord de celui-ci du Trias Supérieur au Paléocène. Les données sont peu nombreuses avant le Crétacé. Le domaine est semi-aride durant le Crétacé Inférieur, puis plus humide à humide durant le Crétacé Supérieur et le Paléogène (données ANR TOPOAFRICA, en cours).

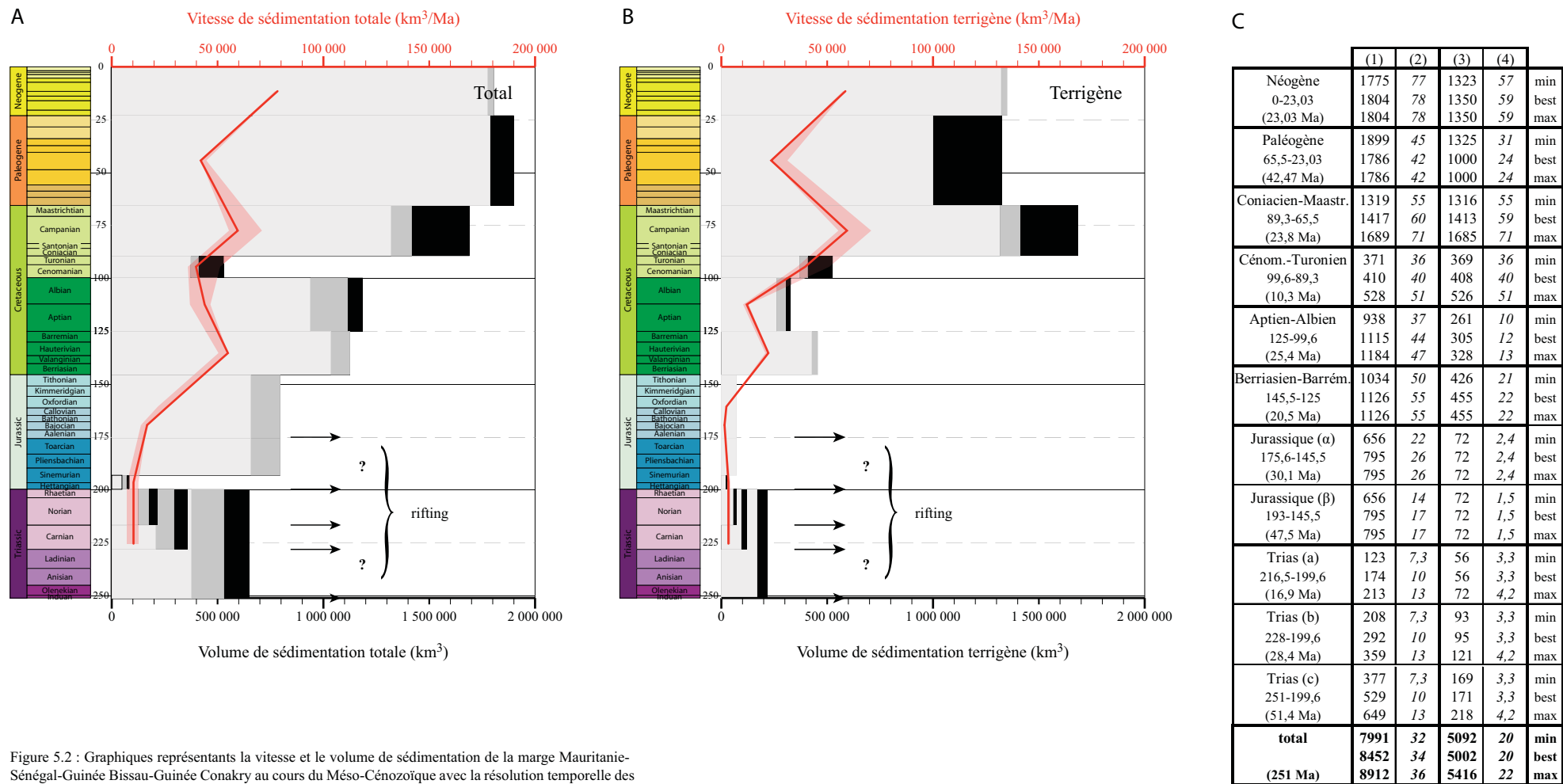
Le **Jurassique** est, comme sur la marge marocaine, essentiellement carbonaté. Les apports terrigènes sont très faibles, suggérant de nouveau de faibles reliefs, La CAMP ne semble pas avoir induit de reliefs significatifs (même si l'érosion des basaltes, essentiellement chimique, ne délivrera pas dans un premier temps des apports terrigènes).

Le **Crétacé Inférieur** basal marque une reprise des apports terrigènes. Cette reprise, sous un climat semi-aride, implique une surrection, ce que confirme le développement de grands deltas à cette époque (Dakar, Guinée, Davison, 2005) et la présence de prismes de régression forcée (Dumestre & Carvalho, 1985 ; Bungener, 1995).

Le **Crétacé Supérieur**, plus humide, enregistre le premier maximum de vitesse des apports terrigènes. Cet événement pourrait être d'origine climatique, mais la géométrie de la marge (Bellion, 1989 ; Davison, 2005) montre des discordances suggérant une surrection de la marge. Ce pic a donc une origine tectonique probablement forcée par le climat.

Les dépôts du **Paléogène** (ante-Oligocène), plus carbonatés, recouvrent l'actuelle partie aérienne de la marge. Il traduit une évolution « normale » de la marge en flexuration, d'où les plus faibles apports terrigènes.

Les dépôts du **Néogène** (et de l'Oligocène) marquent une forte reprise des apports terrigènes. La limite Eocène-Oligocène marque un grand changement climatique avec le passage d'un monde sans calottes glaciaires (période verte) à calottes glaciaires (période fraîche, Zachos *et al.*, 2001). Dans le secteur considéré, il marque le début de l'aridification (Chamley, 1979 ; Diester-Haas, 1980). Encore une fois, une origine tectonique semble donc devoir être privilégiée. Cette surrection pourrait être mise en relation avec le volcanisme oligocène qui se met en place en Afrique du Nord (Sénégal, Hoggar, Ayadi *et al.*, 2000 ; Ait Hamou, 2006).



En conclusion, l'augmentation des flux sédimentaires terrigènes de la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry semble résulter de trois phases de surrection, au Crétacé basal, au Crétacé Supérieur et à l'Oligo-Miocène.

1.3 Marge Nord du Golfe de Guinée. (Figure 5.3)

1.3.1 Résultats.

Les maxima de vitesse de sédimentation terrigène sont atteints au Crétacé Inférieur (Aptien-Albien, $44.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et au Néogène ($83.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Le minimum correspond au Paléogène ($17.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les vitesses de sédimentation terrigène du Crétacé Inférieur sont peut-être sous-estimées du fait de la difficulté de dater le début de la phase rift dans ce secteur. Pour certains, il se produirait dès la base du Crétacé, pour d'autres il serait Aptien.

- **Crétacé Inférieur** : Le Crétacé inférieur est terrigène (vitesse de sédimentation terrigène: $25.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Un premier maximum de vitesse de sédimentation terrigène est atteint au sommet du Crétacé Inférieur (Aptien-Albien, $44.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- **Crétacé Supérieur** (Cénomanien-Santonien) : Le Crétacé supérieur est mixte terrigène/carbonaté (vitesse de sédimentation totale : $43.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène: $26.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- **Crétacé Supérieur** (Campanien-Maastrichtien) - **Paléogène** : Le Paléogène est également mixte terrigène/carbonaté (vitesse de sédimentation totale : $28.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène: $17.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- **Néogène** : Le Néogène est terrigène. Il enregistre le maximum de vitesse de sédimentation terrigène du Méso-Cénozoïque ($83.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

1.3.2 Discussion - interprétation.

La marge Nord du Golfe de Guinée, marge transformante, enregistre l'ouverture de l'Atlantique Equatorial. L'âge du début du rift, tout comme l'âge de la première croûte océanique sont mal connus et objets de débats. L'âge du début du rift est probablement diachrone comme pour beaucoup de rifts obliques. Les données publiées ne permettent pas d'accéder aux sources biostratigraphiques : un ou deux épisodes d'extension ? Crétacé basal ou Aptien ? L'âge de la croûte océanique est également discuté : Albien Supérieur (groupe de Villefranche, *in* Basile *et al.*, 2005) ou Cénomanien (Clift *et al.*, 1997).

D'un point de vue climatique, la marge du Golfe de Guinée se situe à l'Equateur durant le Jurassique et le Crétacé. Le domaine est humide durant le Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur, puis plus aride durant la base du Crétacé Supérieur (saisons contrastées), et enfin de nouveau fortement humide durant le Crétacé terminal et le Paléocène (données ANR TOPOAFRICA, en cours).

La forte vitesse de sédimentation terrigène de l'Aptien-Albien (**Crétacé Inférieur**) enregistre le paroxysme de fonctionnement du rift oblique, avec des escarpements amonts contrôlés par des failles décrochantes, le tout en climat humide.

Le **Crétacé Supérieur** et le **Paléogène** marquent une diminution des apports terrigènes. L'intervalle Cénomanien-Santonien enregistre, en climat contrasté semi-aride,

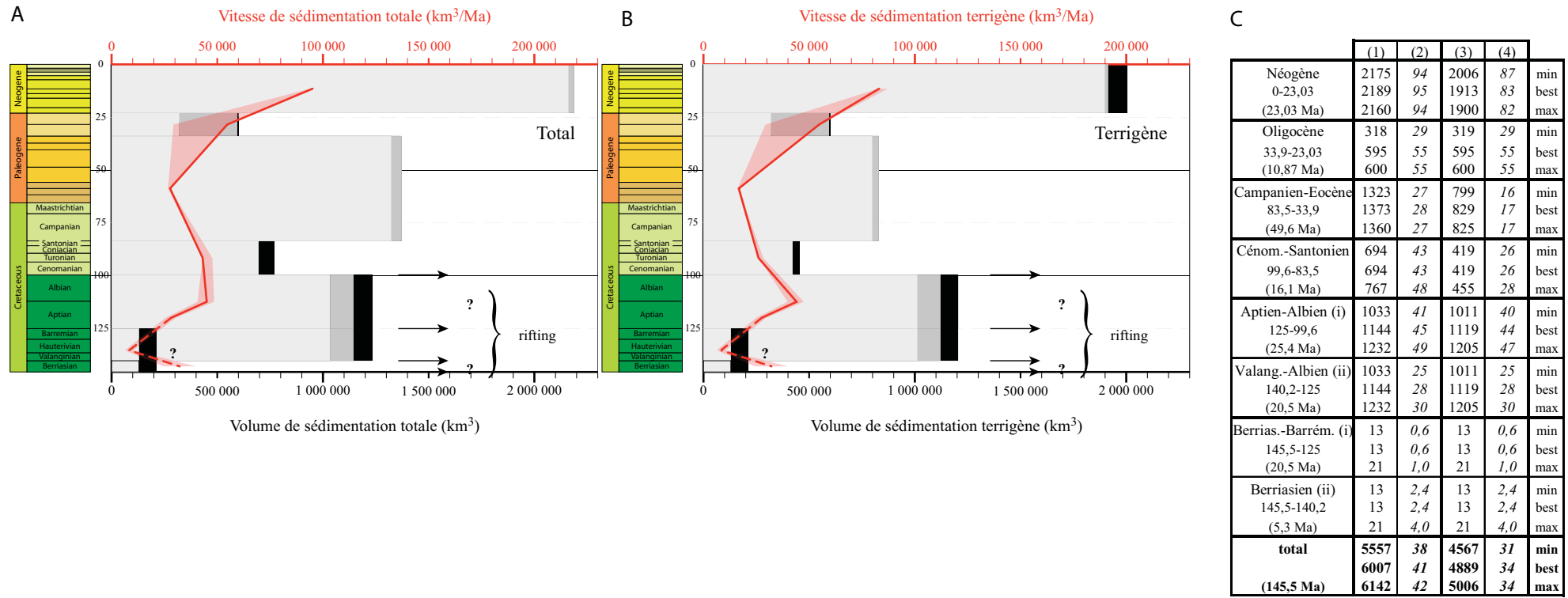


Figure 5.3 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation de la marge Nord du Golfe de Guinée au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des données (A) non pondérés et (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. La vitesse de sédimentation est représentée par une courbe rouge dont les scénarios moindre et maximal forment la marge d'erreur. Le tableau (C) répertorie les résultats du volume de sédiments non pondéré (1) et pondéré (3) en milliers de km³ et la vitesse de sédimentation non pondérée (2) et pondérée (4) en milliers de km³/Ma (en italiques). Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004). Deux hypothèses sont faites pour l'âge de la fin du rifting (i) 125 Ma et (ii) 140,2 Ma.

une deuxième période d'érosion qui correspondent à des déformations fossilisées par les discordances « sénoniennes » (Brancart, 1977 ; Chierici, 1996). Ces déformations résultent soit de la fin de l'évolution du système de failles transformantes (Basile *et al.*, 1997), soit d'une surrection régionale du domaine continental amont. Du Campanien au sommet de l'Eocène les apports terrigènes sont plus faibles. Cela traduit probablement l'évolution vers un régime de subsidence flexural de la marge, avec un *onlap* généralisé des sédiments d'âge Maastrichtien à Paléocène sur l'actuel domaine continental.

L'augmentation de vitesse de sédimentation terrigène au Néogène est l'expression d'une surrection qui se produit dès l'Oligocène. Cette surrection se traduit par le creusement d'un réseau de canyons sous-marins (Blarez, 1986) et, à terre, par la déformation des profils d'altérations d'âge Crétacé terminal-Paléocène (Chardon *et al.*, 2006). Dans le cas présent, le refroidissement climatique global opérant à la limite Eocène-Oligocène, ne peut que forcer un processus clairement d'origine tectonique.

1.4 Marge Sud du Golfe de Guinée (Figure 5.4)

1.4.1 Résultats.

Le maximum de vitesse de sédimentation terrigène est atteint au Néogène, avec des vitesses très élevées ($146.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Le minimum correspond au Paléogène ($11.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les minima sont atteints à l'Aptien ($0,3.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et au Campanien ($7.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les vitesses de sédimentation terrigène du Crétacé Inférieur ante-Albien sont peut-être sous-estimées du fait de la difficulté (1) de localiser l'ensemble des rifts et (2) de dater le début de la phase rift. Pour certains, il se produirait dès la base du Crétacé, pour d'autres il serait Barrémien.

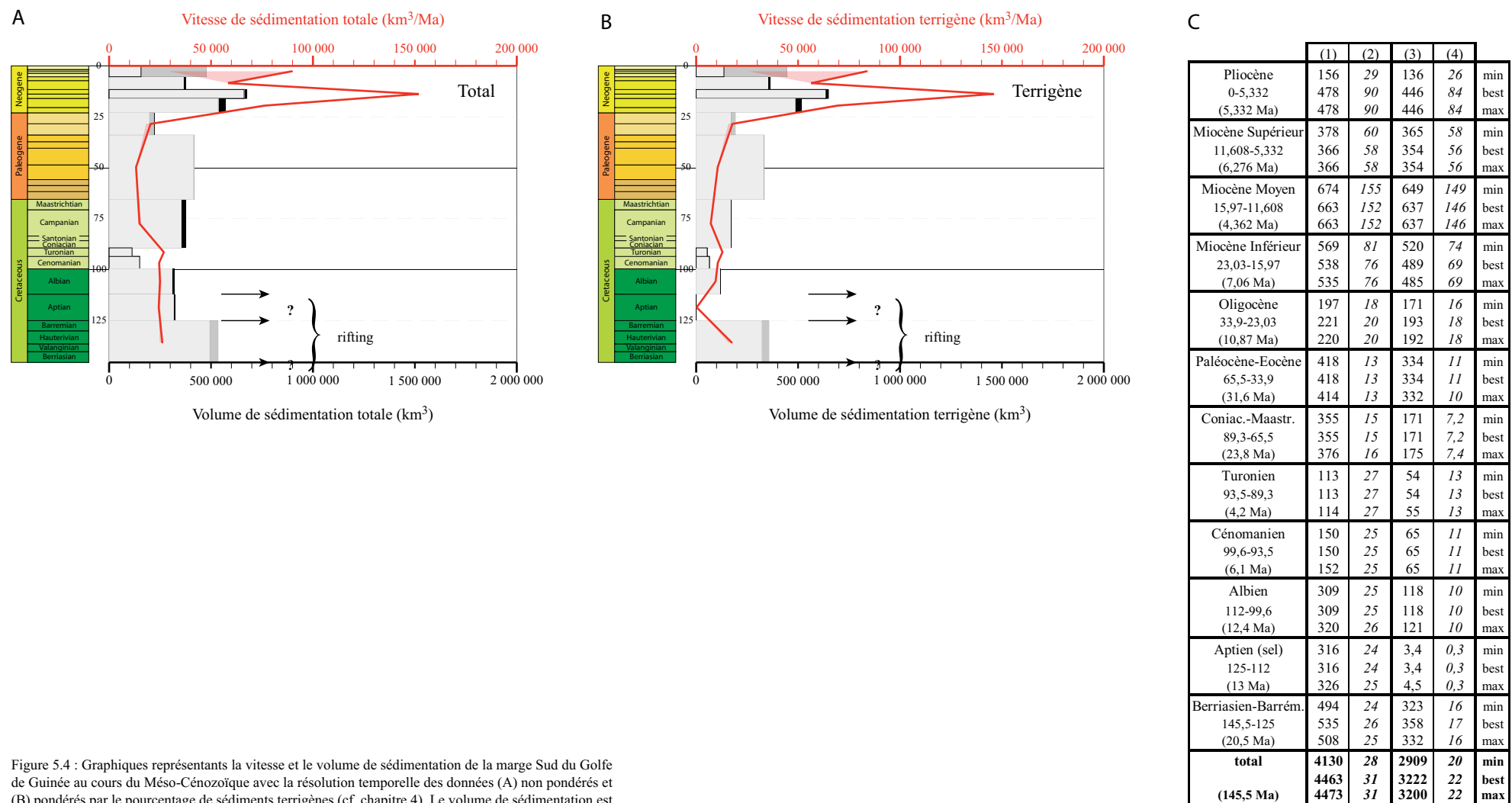
- Crétacé Inférieur ante-Aptien : Le Crétacé Inférieur ante-Aptien est terrigène et présente les plus fortes valeurs de vitesses de sédimentation terrigène du Crétacé (vitesse de sédimentation terrigène: $17.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). La principale difficulté est de connaître l'âge réel du début de la sédimentation terrigène, et donc du syn-rift, base Crétacé Inférieur ou base Barrémien. Dans ce deuxième cas, cela impliquerait de plus fortes vitesses de sédimentation terrigène.

- Crétacé Inférieur Aptien-Albien : L'Aptien, transition rift/post rift, est essentiellement salifère (vitesse de sédimentation totale : $24.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène: $0,3.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). L'Albien, post-rift, est carbonaté, puis mixte terrigène/carbonaté (vitesse de sédimentation totale : $25.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$, vitesse de sédimentation terrigène: $10.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- Crétacé Supérieur (Cénomaniens-Santonien) : Le Crétacé Supérieur est mixte terrigène/carbonaté, dominé par le terrigène. Un pic de maximum de vitesse de sédimentation terrigène est atteint au Turonien (vitesse de sédimentation terrigène : $13.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- Paléogène : Deux pas de temps ont été définis pour le Paléogène. Le Paléocène-Eocène est essentiellement terrigène (vitesse de sédimentation terrigène : $11.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). L'Oligocène est terrigène (vitesse de sédimentation terrigène : $18.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- Néogène : Le Néogène est terrigène. Il enregistre le maximum de vitesse de sédimentation terrigène du Méso-Cénozoïque ($146.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Ce pic est atteint au Miocène Moyen.



1.4.2 Discussion - interprétation.

La marge Sud du Golfe de Guinée résulte de l'ouverture du segment Nord de l'Océan Atlantique Sud (Nord de la Ride de Walvis). Ce segment de l'Atlantique Sud s'ouvre durant le Crétacé Inférieur (Berriasien ou Barrémien), l'accrétion océanique débutant durant l'Aptien, et peut-être plus tôt au niveau de la partie Sud (bassin de Santos), dès le Barrémien Supérieur (Moulin *et al.*, 2009).

D'un point de vue climatique, la marge Sud du Golfe de Guinée se situe sous l'Equateur du Jurassique au Paléogène (basses latitudes). Le domaine est humide durant le Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur, puis semi-aride durant la base du Crétacé Supérieur, et enfin de nouveau fortement humide durant le Crétacé terminal et le Paléocène (données ANR TOPOAFRICA, en cours). Durant la phase de rift (Crétacé basal), le rift est humide, tandis que le domaine situé en amont de la crête des épaulements est semi-aride. A l'Aptien Supérieur (Crétacé Inférieur), le rift devient hyperaride (formation d'épaisses évaporites).

Les fortes vitesses de sédimentation terrigène du **Crétacé Inférieur ante-Aptien** traduisent la mise en place du rift, et son fonctionnement dans un climat humide (bien que ceinturé de domaines semi-arides).

Les faibles vitesses de sédimentation terrigène du **Crétacé Inférieur Aptien-Albien** sont imputables à l'évolution du rift vers un type de bassin intermédiaire entre le rift et la marge passive, qualifié de SAG (Aptien) ou s'accumule des évaporites, puis vers un stage marge passive jeune (Albien) avec dépôt d'un plate-forme carbonatée (Albien Inférieur à Moyen).

Le pic de maximum de vitesse de sédimentation au Turonien (**Crétacé Supérieur**), en climat semi-aride, correspond à une première surrection de la marge.

Les fortes vitesses de sédimentation terrigène du **Néogène**, initiées dès l'Oligocène, traduisent une deuxième surrection majeure de la marge. Ceci se traduit par des prismes de régression forcée marqués ?

1.5 Marge Namibie-Afrique du Sud (Figure 5.5)

1.5.1 Résultats.

Les maxima de vitesse de sédimentation terrigène sont atteints au Jurassique terminal-Crétacé basal (Tithonien?-Valanginien, $58.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et au Crétacé Supérieur terminal (Campanien Supérieur-Maastrichtien, $89.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Le minimum correspond à l'Albien ($11.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les vitesses de sédimentation terrigène du Jurassique terminal-Crétacé basal sont très probablement sur-estimées du fait de la difficulté à estimer le volume de matériel volcanique et volcano-sédimentaire associé à cette marge volcanique.

La série sédimentaire méso-cénozoïque de la marge de Namibie-Afrique du Sud est terrigène, à l'exception du Cénozoïque, et plus particulièrement du Néogène.

- **Jurassique terminal** (Tithonien ?) - **Crétacé Inférieur** : Cet intervalle de temps montre une décroissance de la vitesse de sédimentation terrigène du Tithonien?-Valanginien ($58.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) à l'Albien Inférieur ($10.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

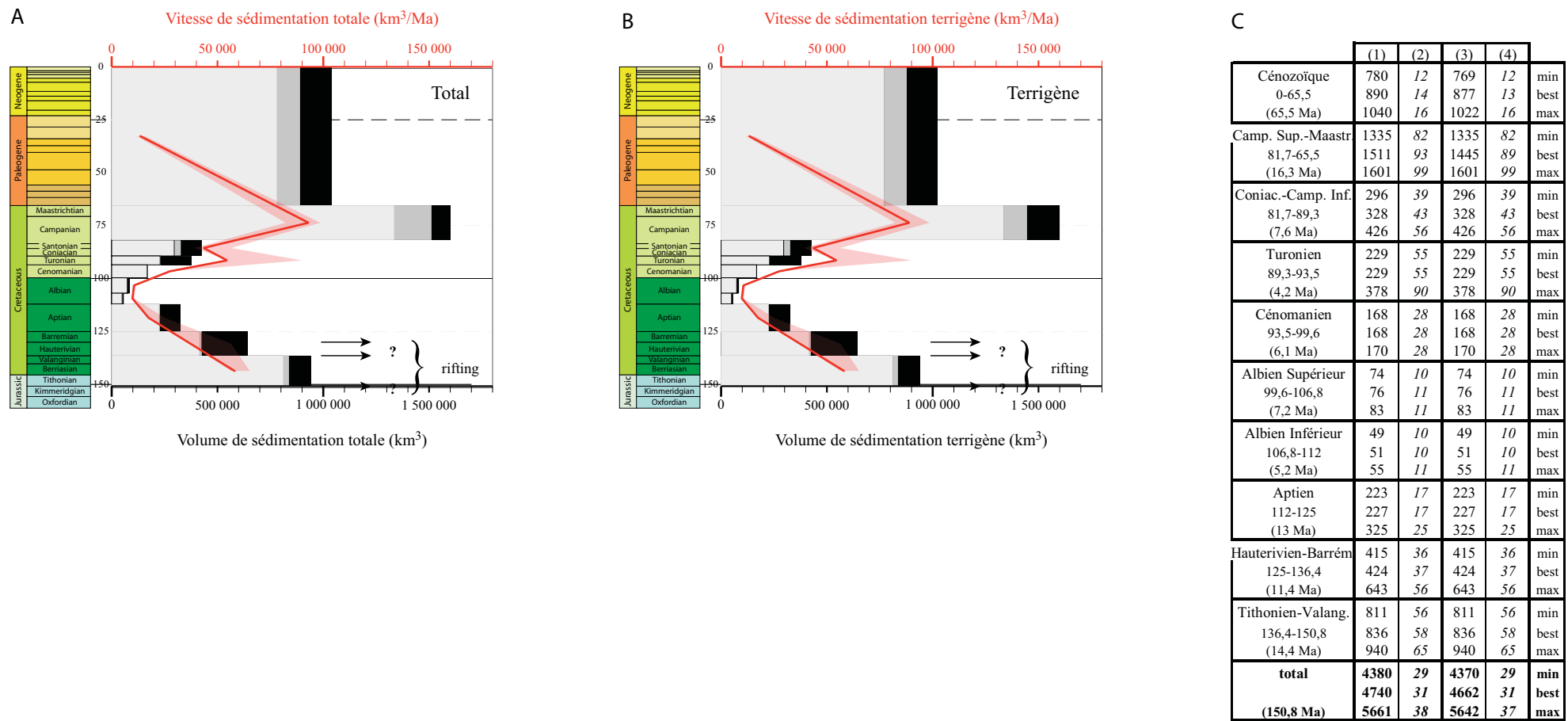


Figure 5.5 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation de la marge Namibie-Afrique du Sud au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des données (A) non pondérés et (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. La vitesse de sédimentation est représentée par une courbe rouge dont les scénarios moindre et maximal forment la marge d'erreur. Le tableau (C) répertorie les résultats du volume de sédiments non pondéré (1) et pondéré (3) en milliers de km³ et la vitesse de sédimentation non pondérée (2) et pondérée (4) en milliers de km³/Ma (en italiques). Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

- **Crétacé Supérieur** (Cénomaniens-Santonien) : Le Crétacé Supérieur montre une augmentation de la vitesse de sédimentation terrigène jusqu'au Campanien-Maastrichtien ($89.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Un premier maximum est atteint au Turonien ($55.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

- **Cénozoïque** : Les données biostratigraphiques disponibles ne permettent pas de distinguer le Paléogène du Néogène. La vitesse de sédimentation totale ($14.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et terrigène ($13.10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) sont faibles. Une augmentation de la composante carbonatée, surtout en domaine marin profond (données DSDP), est sensible durant le Néogène.

1.5.2 Discussion - interprétation.

La marge Namibie-Afrique du Sud résulte de l'ouverture du segment Sud de l'Océan atlantique Sud (Sud de la Ride de Walvis). Cette partie de l'Atlantique Sud s'ouvre dès la fin du Jurassique (Oxfordien ?), avec une accréation océanique diachrone du Sud au Nord (Moulin *et al.*, 2009) : Hauterivien supérieur (chron M7 - de la zone transformante Agilhas-Falkland au Sud du bassin de l'Orange), puis Barrémien supérieur (chron M2 - du Sud du bassin de l'Orange à la ride de Walvis). L'Hauterivien Supérieur correspond à l'âge de la « break-up unconformity » dans le secteur Sud de l'Océan atlantique (Brown *et al.*, 1995).

D'un point de vue climatique, la marge Sud du Golfe de Guinée se situe au Sud de l'Equateur, à la transition entre les basses et moyennes latitudes, du Jurassique au Paléogène. Le domaine est semi-aride durant le Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur, puis humide à partir du Coniacien-Santonien (Crétacé Supérieur) et enfin de nouveau fortement humide durant le Crétacé terminal et le Paléocène (données ANR TOPOAFRICA, en cours).

Les fortes vitesses de sédimentation terrigène du **Crétacé Inférieur ante-Aptien** traduisent la fin du rift (Hauterivien) et le passage progressif à une marge passive, et ce malgré un climat semi-aride. Si la première accréation océanique est d'âge Hauterivien, le jeu des failles syn-rifts *s.s.* perdure jusqu'à l'Aptien voire l'Albien au Nord du bassin de l'Orange (Maslanyj *et al.*, 1992). Ces apports terrigènes traduisent probablement l'érosion des épaulements de rifts, et le maintien de reliefs lors des déformations extensives postérieures au rift.

Les faibles vitesses de sédimentation terrigène de l'**Albien (Crétacé Inférieur)** correspondent au développement d'une plate-forme marine stable marquant la fin de la transition rift - marge et le début de la progradation de la marge (maximum d'ennoiement par la mer du domaine continental).

Le pic de maximum de vitesse de sédimentation au Turonien et surtout au Campanien (**Crétacé Supérieur**), en climat plus humide, correspond à la phase de surrection paroxysmale de la marge. Cette surrection, ou épirogenèse Kalahari (De Wit, 2007), est contemporaine de la mise en place d'une vaste province kimberlitique sous le plateau du Kalahari (Jelsma *et al.*, 2004). Elle s'accompagne d'une forte dénudation, connue par les données des traces de fissions sur apatite (Gallagher & Brown, 1999, Tinker *et al.*, 2008a,b).

Les faibles vitesses de sédimentation terrigène du **Cénozoïque** sont imputables au développement de plates-formes carbonatées durant le Paléocène-Eocène (Dingle *et al.*, 1983) et à des prismes sédimentaires peu développés durant le Néogène.

A

	Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge Nord du golfe de Guinée		Marge Sud du golfe de Guinée		Marge Namibie-Africaine du Sud		Marge ouest-africaine		
	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	
Néogène 0-23,03 (23,03 Ma)	457 610 612	<i>20</i> <i>26</i> <i>27</i>	1775 1804 1804	<i>77</i> <i>78</i> <i>78</i>	2175 2189 2160	<i>94</i> <i>95</i> <i>94</i>	1778 2045 2042	<i>77</i> <i>89</i> <i>89</i>	274 313 366	<i>12</i> <i>14</i> <i>16</i>	6459 6962 6984	280 302 303	min best max
Paléogène 23,03-65,5 (42,47 Ma)	656 794 893	<i>15</i> <i>19</i> <i>21</i>	1899 1786 1786	<i>45</i> <i>42</i> <i>42</i>	1161 1469 1467	<i>27</i> <i>35</i> <i>35</i>	615 639 634	<i>14</i> <i>15</i> <i>15</i>	506 577 675	<i>12</i> <i>14</i> <i>16</i>	4837 5265 5454	114 124 128	min best max
Crétacé Supérieur 99,6-65,5 (34,1 Ma)	448 603 685	<i>13,1</i> <i>17,7</i> <i>20,1</i>	1689 1827 2217	<i>50</i> <i>54</i> <i>65</i>	1175 1192 1261	<i>34</i> <i>35</i> <i>37</i>	618 618 642	<i>18,1</i> <i>18,1</i> <i>18,8</i>	2027 2236 2575	<i>59</i> <i>66</i> <i>76</i>	5957 6476 7380	175 190 216	min best max
Crétacé Inférieur 145,5-99,6 (45,9 Ma)	978 1207 1296	<i>21</i> <i>26</i> <i>28</i>	1972 2241 2310	<i>43</i> <i>49</i> <i>50</i>	1046 1165 1254	<i>23</i> <i>25</i> <i>27</i>	1120 1161 1154	<i>24</i> <i>25</i> <i>25</i>	1274 1306 1700	<i>28</i> <i>28</i> <i>37</i>	6391 7080 7714	139 154 168	min best max
Jurassique (α) 175,6-145,5 (30,1 Ma)	743 1054 1164	<i>24,7</i> <i>35,0</i> <i>38,7</i>	656 795 795	<i>21,8</i> <i>26,4</i> <i>26,4</i>					299 308 346	<i>10</i> <i>10</i> <i>11</i>	1697 2156 2305	56 72 77	min best max
Jurassique (β) 193-145,5 (47,5 Ma)	743 1054 1164	<i>15,6</i> <i>22,2</i> <i>24,5</i>	656 795 795	<i>13,8</i> <i>16,7</i> <i>16,7</i>					299 308 346	<i>6,3</i> <i>6,5</i> <i>7,3</i>	1697 2156 2305	35,7 45,4 49	min best max
Jurassique (γ) 199,6-145,5 (54,1 Ma)	743 1054 1164	<i>13,7</i> <i>19,5</i> <i>21,5</i>	704 863 878	<i>13,0</i> <i>16,0</i> <i>16,2</i>					299 308 346	<i>5,5</i> <i>5,7</i> <i>6,4</i>	1746 2224 2388	32,3 41,1 44	min best max
Norien-Rhétien (a) 216,5-199,6 (16,9 Ma)	278 283 340	<i>16</i> <i>17</i> <i>20</i>	124 174 213	<i>7,3</i> <i>10,3</i> <i>12,6</i>							402 457 553	24 27 33	min best max
Trias Supérieur (b) 228-199,6 (28,4 Ma)	278 283 340	<i>9,8</i> <i>10,0</i> <i>12</i>	208 292 359	<i>7,3</i> <i>10,3</i> <i>12,6</i>							486 576 698	17 20 25	min best max
Trias (c) 251-199,6 (51,4 Ma)	278 283 340	<i>5,4</i> <i>5,5</i> <i>6,6</i>	377 529 649	<i>7,3</i> <i>10,3</i> <i>12,6</i>							655 812 989	12,7 15,8 19,2	min best max
total (251, 145,5 ou 150,8)	3560 4551 4990	14,2 18 20	7991 8452 8912	32 34 36	5557 6015 6142	38 41 42	4130 4463 4473	28 31 31	4380 4740 5661	29 31 38	25742 28396 30390	103 113 121	min best max

B

	Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge Nord du golfe de Guinée		Marge Sud du golfe de Guinée		Marge Namibie-Africaine du Sud		Marge ouest-africaine		
	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	
Néogène 0-23,03 (23,03 Ma)	377 480 482	<i>16</i> <i>21</i> <i>21</i>	1323 1350 1350	<i>57</i> <i>59</i> <i>59</i>	2006 1913 1900	<i>87</i> <i>83</i> <i>82</i>	1670 1926 1923	<i>73</i> <i>84</i> <i>83</i>	271 309 359	<i>12</i> <i>13</i> <i>16</i>	5646 5978 6013	245 260 261	min best max
Paléogène 23,03-65,5 (42,47 Ma)	530 627 699	<i>12</i> <i>15</i> <i>16</i>	1325 1000 1000	<i>31</i> <i>24</i> <i>24</i>	828 1123 1126	<i>19</i> <i>26</i> <i>27</i>	506 527 524	<i>12</i> <i>12</i> <i>12</i>	499 569 662	<i>12</i> <i>13</i> <i>16</i>	3688 3846 4011	87 91 94	min best max
Crétacé Supérieur 99,6-65,5 (34,1 Ma)	112 114 134	<i>3,3</i> <i>3,3</i> <i>3,9</i>	1685 1821 2211	<i>49</i> <i>53</i> <i>65</i>	709 720 755	<i>21</i> <i>21</i> <i>22</i>	290 290 295	<i>8,5</i> <i>8,5</i> <i>8,6</i>	2027 2171 2575	<i>59</i> <i>64</i> <i>75</i>	4823 5115 5969	141 150 175	min best max
Crétacé Inférieur 145,5-99,6 (45,9 Ma)	713 898 960	<i>16</i> <i>20</i> <i>21</i>	687 760 784	<i>15</i> <i>17</i> <i>17</i>	1024 1140 1226	<i>22</i> <i>25</i> <i>27</i>	444 479 458	<i>17</i> <i>19</i> <i>18</i>	1274 1306 1700	<i>28</i> <i>28</i> <i>37</i>	4142 4584 5128	90 100 112	min best max
Jurassique (α) 175,6-145,5 (30,1 Ma)	65 57 80	<i>2,1</i> <i>1,9</i> <i>2,6</i>	72 72 72	<i>2,4</i> <i>2,4</i> <i>2,4</i>					299 308 346	<i>10</i> <i>10</i> <i>11</i>	435 436 497	14 14 17	min best max
Jurassique (β) 193-145,5 (47,5 Ma)	65 57 80	<i>1,4</i> <i>1,2</i> <i>1,7</i>	72 72 72	<i>1,5</i> <i>1,5</i> <i>1,5</i>					299 308 346	<i>6,3</i> <i>6,5</i> <i>7,3</i>	435 436 497	9,2 9,2 10	min best max
Jurassique (γ) 199,6-145,5 (54,1 Ma)	65 57 80	<i>1,2</i> <i>1,0</i> <i>1,5</i>	93 94 94	<i>1,7</i> <i>1,7</i> <i>1,7</i>					299 308 346	<i>5,5</i> <i>5,7</i> <i>6,4</i>	457 458 519	8,4 8,5 10	min best max
Norien-Rhétien (a) 216,5-199,6 (16,9 Ma)	226 231 279	<i>13</i> <i>14</i> <i>16</i>	56 56 72	<i>3,3</i> <i>3,3</i> <i>4,2</i>							282 287 351	17 17 21	min best max
Trias Supérieur (b) 228-199,6 (28,4 Ma)	226 231 279	<i>8,0</i> <i>8,1</i> <i>10</i>	93 95 121	<i>3,3</i> <i>3,3</i> <i>4,2</i>							320 325 399	11 11 14	min best max
Trias (c) 251-199,6 (51,4 Ma)	226 231 279	<i>4,4</i> <i>4,5</i> <i>5,4</i>	169 171 218	<i>3,3</i> <i>3,3</i> <i>4,2</i>							395 402 497	7,7 7,8 9,7	min best max
total (251, 145,5 ou 150,8)	2024 2406 2634	8,1 10 10	5092 5002 5416	20 20 22	4567 4897 5006	31 34 34	2909 3222 3200	20 22 22	4370 4662 5642	29 31 37	19017 20245 21969	76 81 88	min best max

Figure 5.6 : Tableau répertoriant (I) le volume de sédimentation (en milliers de km³) et (II) la vitesse (en milliers de km³/Ma ; en italiques) des cinq segments de marge et sur l'intégralité de la marge ouest-africaine au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des périodes géologiques (A) non pondérés et (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004). Trois hypothèses sont faites sur l'âge du début du rifting (a) 216,5 Ma, (b) 228 Ma et (c) 251 Ma. Trois hypothèses sont faites pour l'âge de la fin du rifting (α) 175,6 Ma, (β) 193 Ma et (γ) 199,6 Ma.

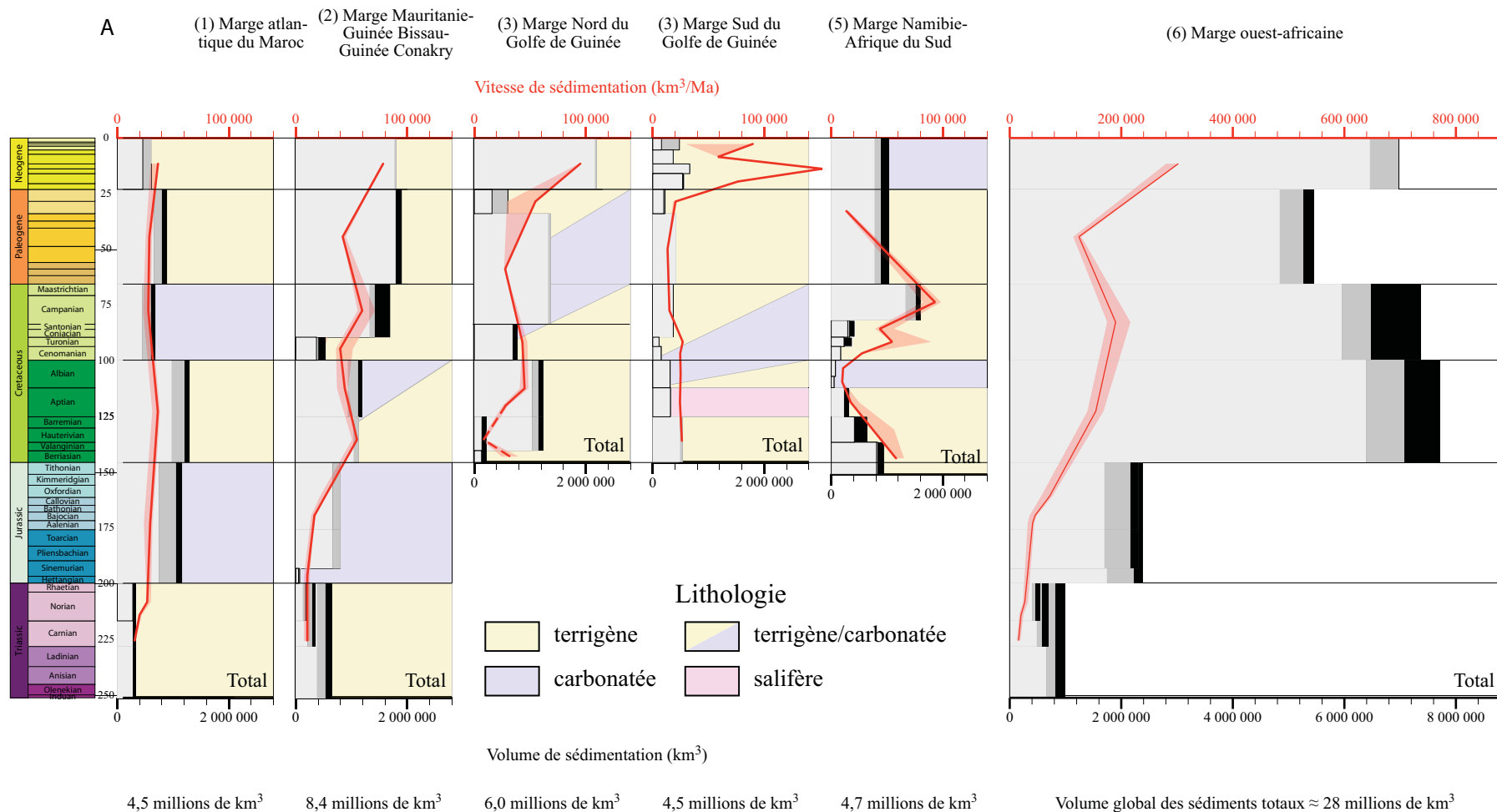


Figure 5.7 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation des cinq segments de marge (1 à 5) et sur l'intégralité de la marge ouest-africaine (6) au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des périodes géologiques (A) non pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. La vitesse de sédimentation est représentée par une courbe rouge dont les scénarios moindre et maximal forment la marge d'erreur. La lithologie dominante à une période géologique est indiquée par un aplat de couleur. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

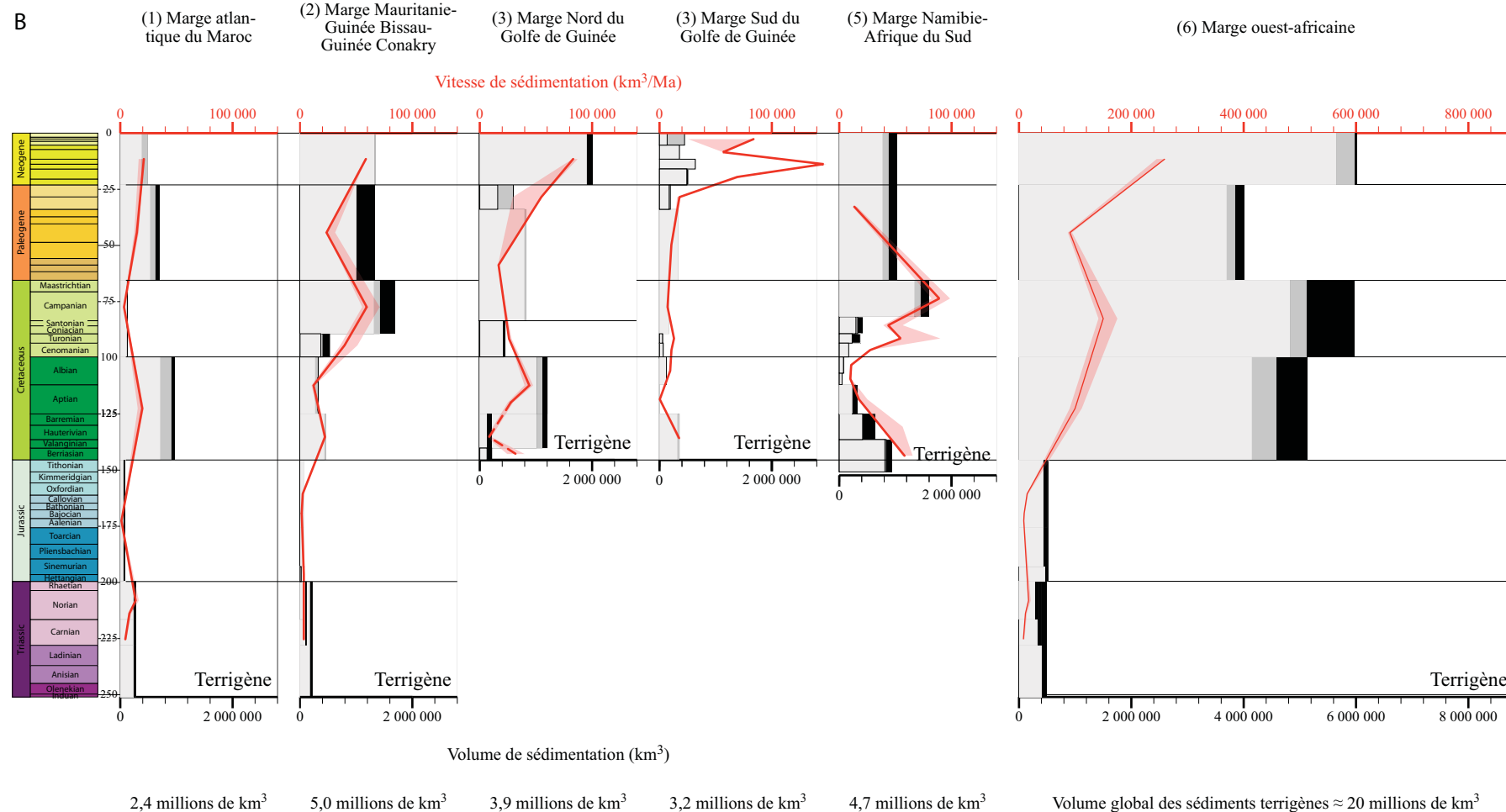


Figure 5.8 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation des cinq segments de marge (1 à 5) et sur l'intégralité de la marge ouest-africaine (6) au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des périodes géologiques (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. La vitesse de sédimentation est représentée par une courbe rouge dont les scénarios moindre et maximal forment la marge d'erreur. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

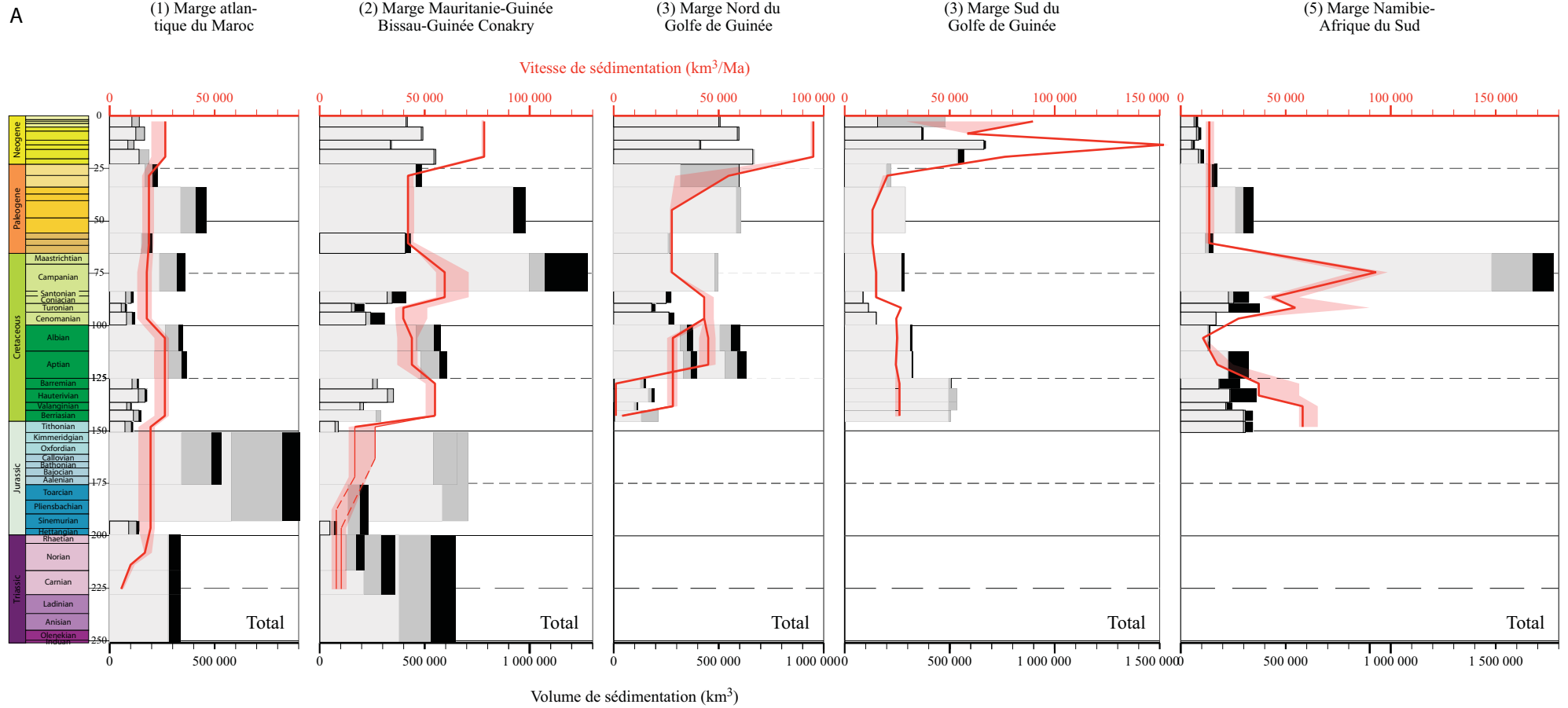


Figure 5.9 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation des cinq segments de marge (1 à 5) au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des étages géologiques (A) non pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. La vitesse de sédimentation est représentée par une courbe rouge dont les scénarios moindre et maximal forment la marge d'erreur. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

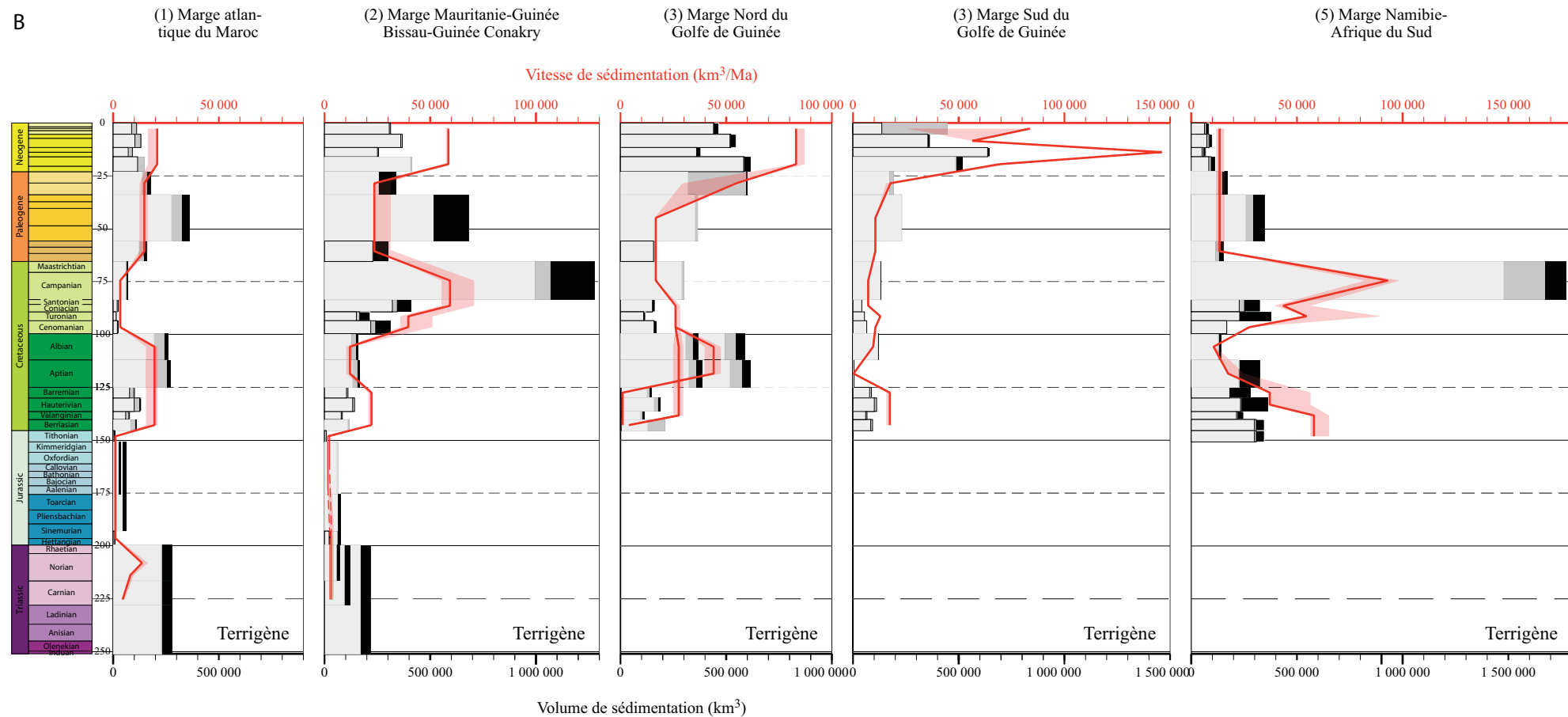


Figure 5.10 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation des cinq segments de marge (1 à 5) au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des étages géologiques (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

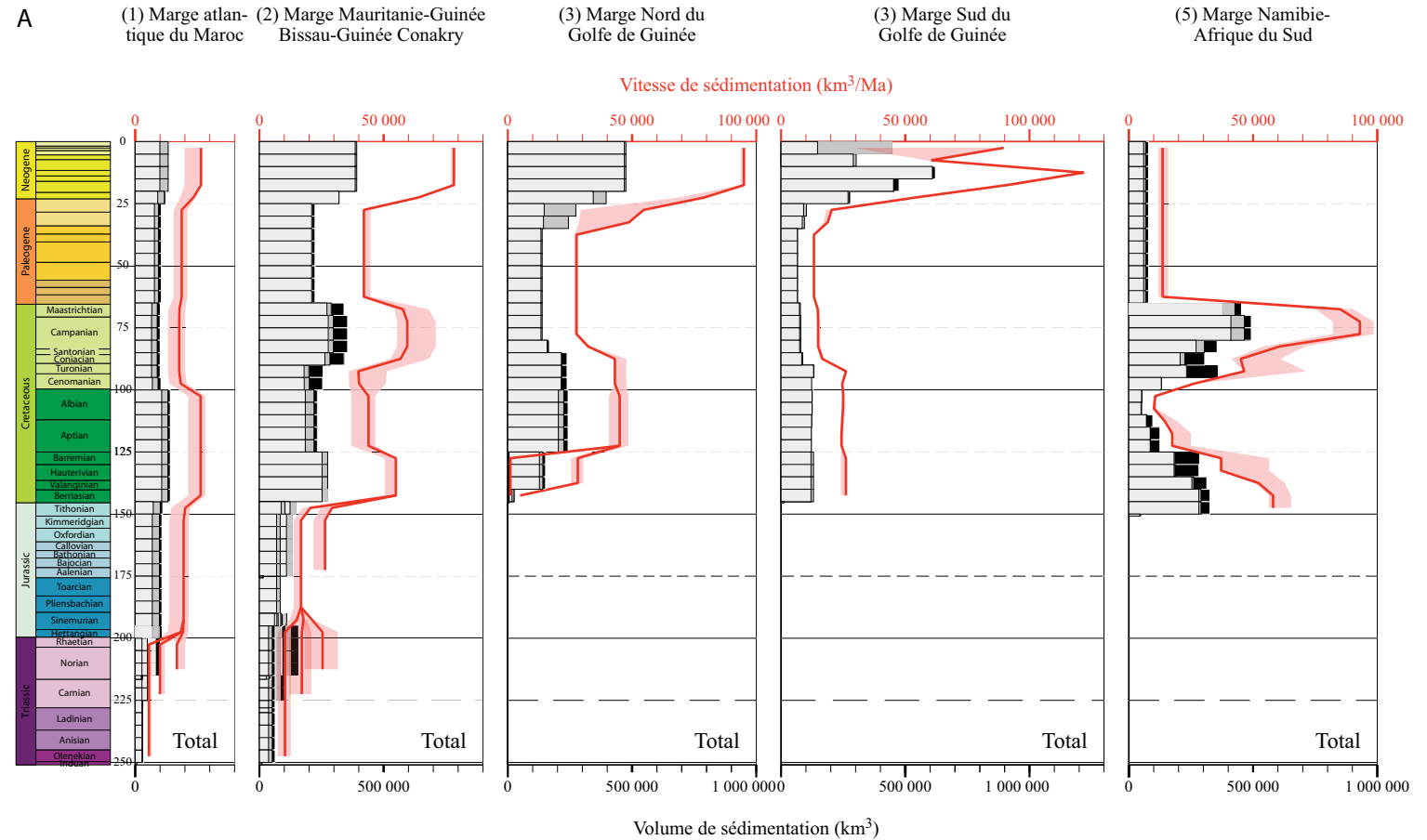


Figure 5.11 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation des cinq segments de marge (1 à 5) au cours du Méso-Cénozoïque avec un pas de temps de 5 Ma (A) non pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. La vitesse de sédimentation est représentée par une courbe rouge dont les scénarios moindre et maximal forment la marge d'erreur. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004). Voir Annexe 15 pour le tableau des résultats.

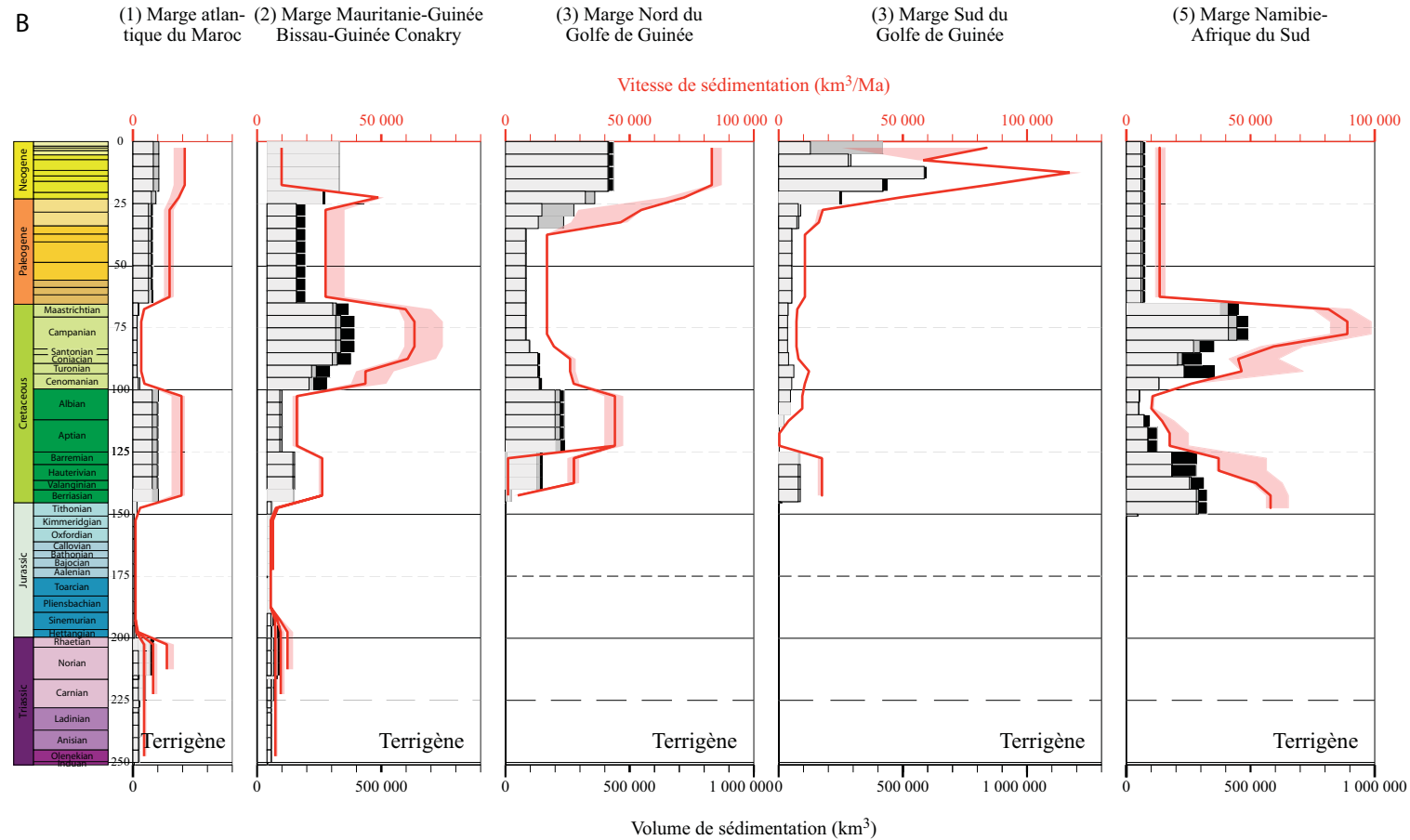


Figure 5.12 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation des cinq segments de marge (1 à 5) au cours du Méso-Cénozoïque avec un pas de temps de 5 Ma (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. La vitesse de sédimentation est représentée par une courbe rouge dont les scénarios moindre et maximal forment la marge d'erreur. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004). Voir Annexe 15 pour le tableau des résultats.

2. Comparaison entre les différents segments de marge.

Les figures 5.6 à 5.12 permettent de comparer l'évolution du flux sédimentaire, total et terrigène, avec la résolution des périodes géologiques, avec la résolution des étages géologiques et avec un pas de temps de 5Ma, au niveau des cinq segments de la marge ouest-africaine. La figure 5.13 illustre les principales interprétations de l'évolution du flux terrigène.

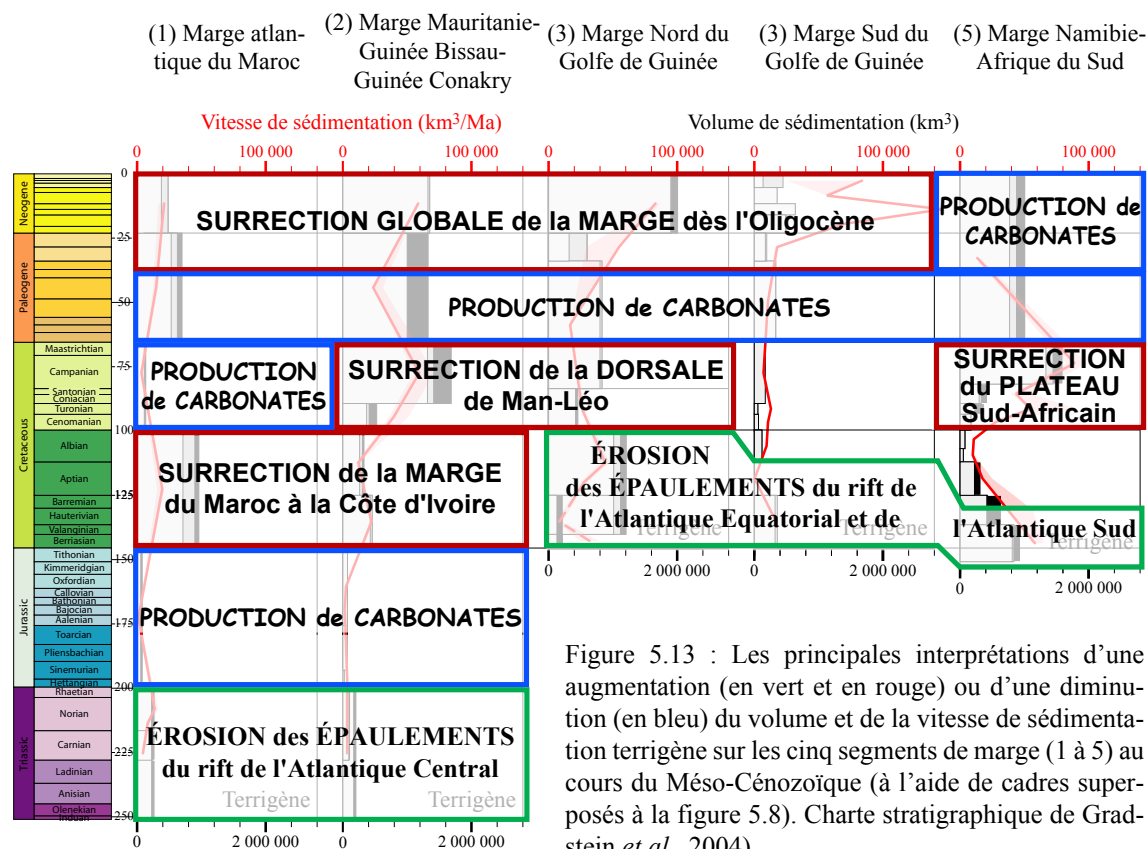


Figure 5.13 : Les principales interprétations d'une augmentation (en vert et en rouge) ou d'une diminution (en bleu) du volume et de la vitesse de sédimentation terrigène sur les cinq segments de marge (1 à 5) au cours du Méso-Cénozoïque (à l'aide de cadres superposés à la figure 5.8). Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

La comparaison des différents segments de la marge ouest-africaine permet de caractériser trois périodes d'augmentation du flux terrigène, n'ayant pas nécessairement la même intensité dans l'espace. Ces augmentations sont d'âge Crétacé Inférieur, Crétacé Supérieur et Oligo-Néogène.

Crétacé Inférieur

L'augmentation de la vitesse de sédimentation terrigène au Crétacé Inférieur, n'est pas de même âge sur l'ensemble de la marge. Elle est associée avec les stades « rifts » de l'Atlantique Sud et Equatorial, plus vieux pour le segment Sud Walvis (Jurassique terminal-Crétacé basal), plus jeune en Atlantique Equatorial (Aptien-Albien). Ces apports terrigènes résultent de l'érosion de l'épaulement des rifts. Elle s'enregistre également sur la marge de l'Atlantique Central, qui s'ouvre dès le Jurassique. En effet, l'ouverture de l'Atlantique Sud et Equatorial s'inscrit dans un régime de déformations intraplaques générales à l'Afrique, connues sous le nom de déformations éo-cimmérienne et autrichienne (Maurin et Guiraud, 1993).

Crétacé Supérieur

L'augmentation des apports terrigènes au Crétacé Supérieur est bien marquée sur les marges Sud Walvis, Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry et, dans une moindre mesure, la marge Nord Golfe de Guinée. Pour la marge Sud Walvis, elle enregistre très clairement la phase paroxysmale de surrection du plateau sud-africain (de Wit, 2007). Un processus similaire doit être invoqué pour le plateau (« dorsale ») de Man-Leo (Guinée-Côte d'Ivoire-Bénin), relief amont des marges sénégal-mauritanienne et Nord Golfe de Guinée. Ces déformations s'inscrivent dans le cadre plus général des déformations intraplaques qui affectent l'ensemble de l'Afrique à cette époque et connues sous le nom de déformations « sénoniennes » (Guiraud *et al.*, 1997).

Oligocène-Actuel

L'augmentation des apports terrigènes de l'Oligocène à l'actuel est bien marquée sur l'ensemble de la marge ouest-africaine, à l'exception de la marge Sud-Walvis. Cette augmentation traduit une surrection généralisée de l'Afrique, particulièrement bien marquée au niveau du futur Rift Est Africain (dôme arabo-nubo-éthiopien, dôme kenyan). Elle marque le début du développement des provinces magmatiques du Nord (Hoggar, Tibesti, Darfour...) et de l'Est de l'Afrique, même si l'épanchement basaltique (Trapp) éthiopien est intra-Oligocène. L'absence d'apports terrigènes sur la marge Sud-Walvis pourrait traduire (1) soit une évolution vers des climats plus arides, (2) soit une stabilité du domaine. La surrection de ce domaine est discutée. Récemment, Hirsch *et al.* (2009) proposent une surrection de 300 m de la marge, sans publication des données sources, alors qu'aucun prisme de régression forcée n'est identifiable en sismique.

Ces fortes périodes d'apports terrigènes sont encadrées par des intervalles essentiellement dominés par la production de carbonates.

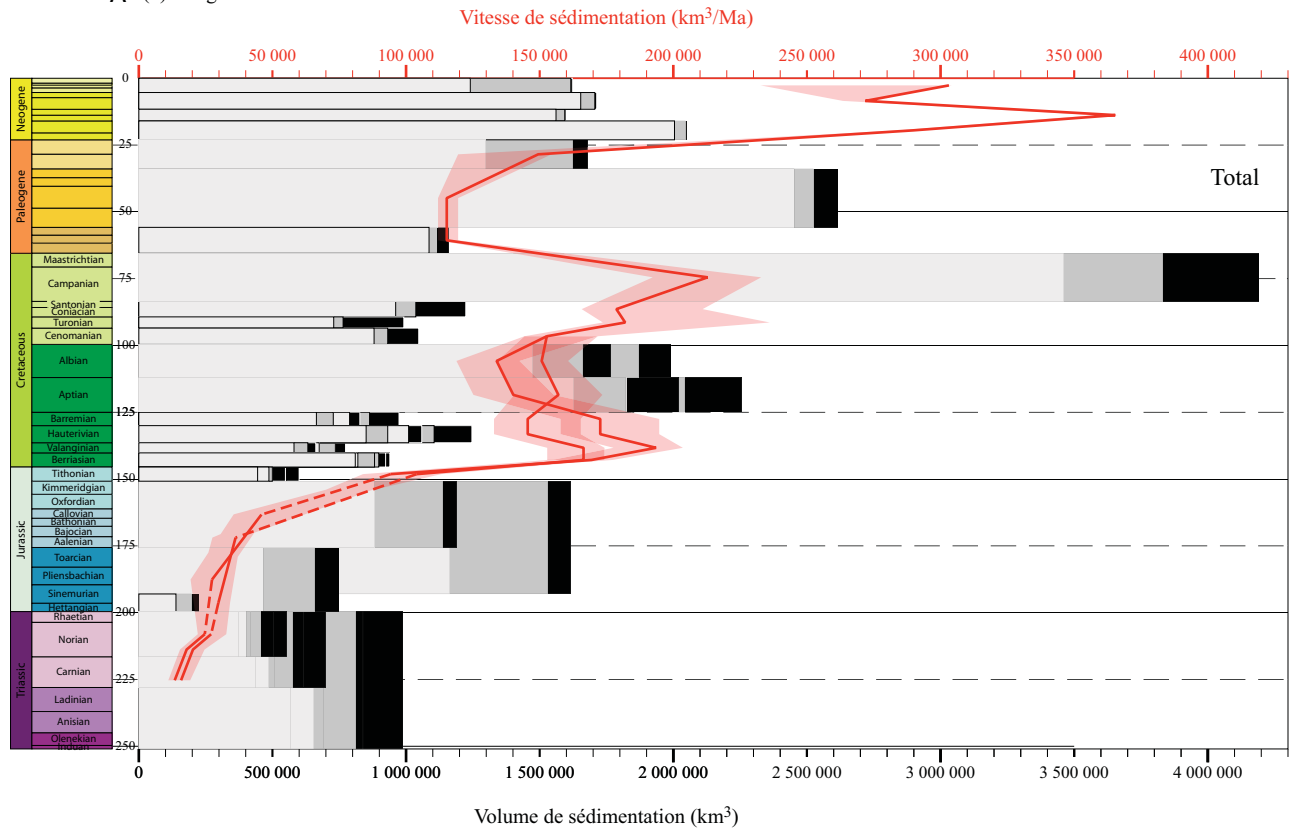
Dans l'Atlantique Central, le Jurassique est essentiellement carbonaté, et dans une moindre mesure évaporitique. L'Atlantique Central se développe au Jurassique comme la continuité vers l'Ouest de la Téthys. Les caractéristiques des plates-formes carbonatées de la marge centre-atlantique sont similaires à celle de la marge sud-téthysienne de la Tunisie à l'Australie, en passant par la plate-forme arabe (Dercourt *et al.*, 2000).

Le Paléocène et l'Eocène Inférieur-Moyen sont essentiellement carbonatés ou mixtes terrigènes-carbonatés. Ces plates-formes carbonatées sont contemporaines du développement dans le domaine continental amont de profils d'altérations de types latérites (Beauvais *et al.*, 2008).

3. Evolution globale de la marge ouest-africaine.

Nos données (Figures 5.14 et 5.15) montrent une augmentation du volume des apports terrigènes du Jurassique à l'Actuel sur l'ensemble de la marge atlantique du continent africain. Nos données sont donc en accord avec les résultats obtenus par Hay *et al.* (1988a) à l'échelle mondiale, et magnifiés par Molnar (2004), qui montrent une augmentation du flux terrigène jusqu'au Pléistocène.

A (6) Marge ouest-africaine



B (6) Marge ouest-africaine

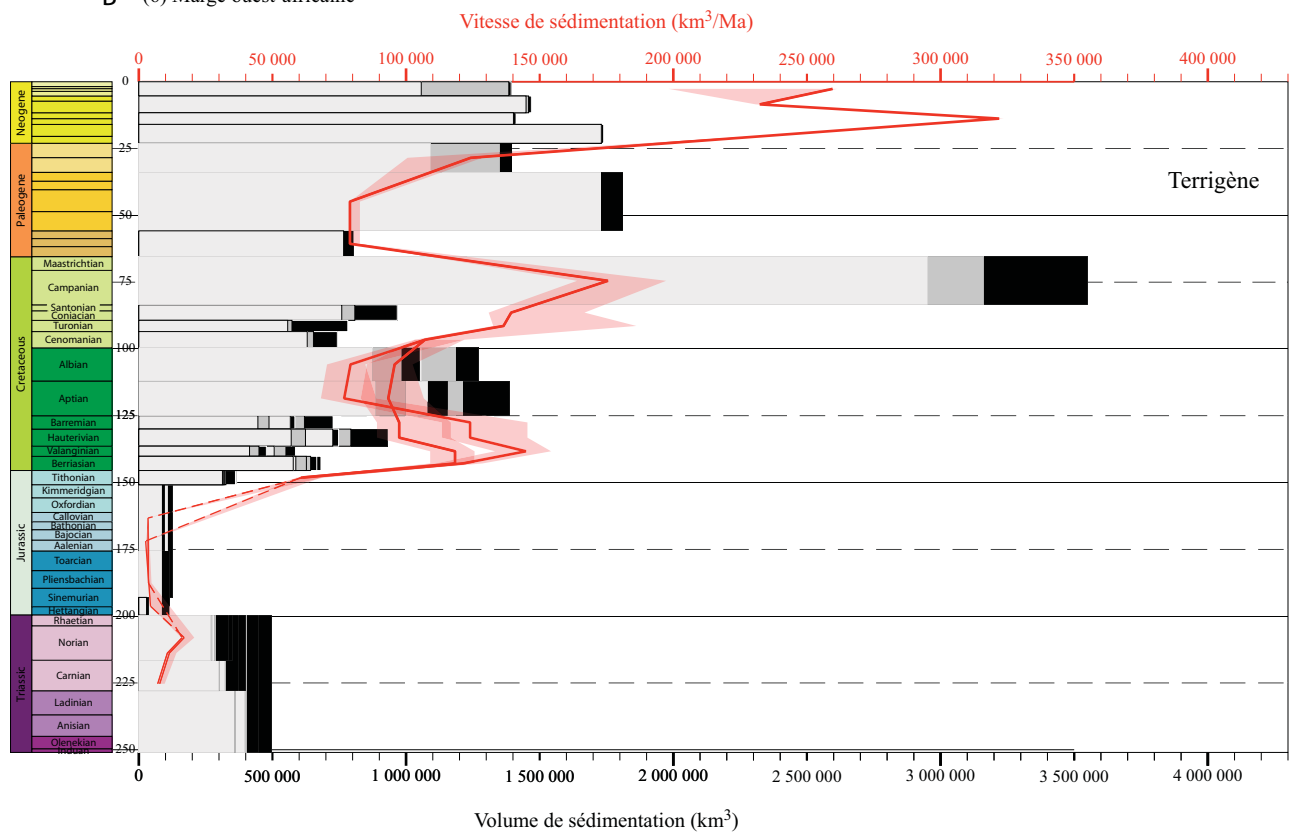
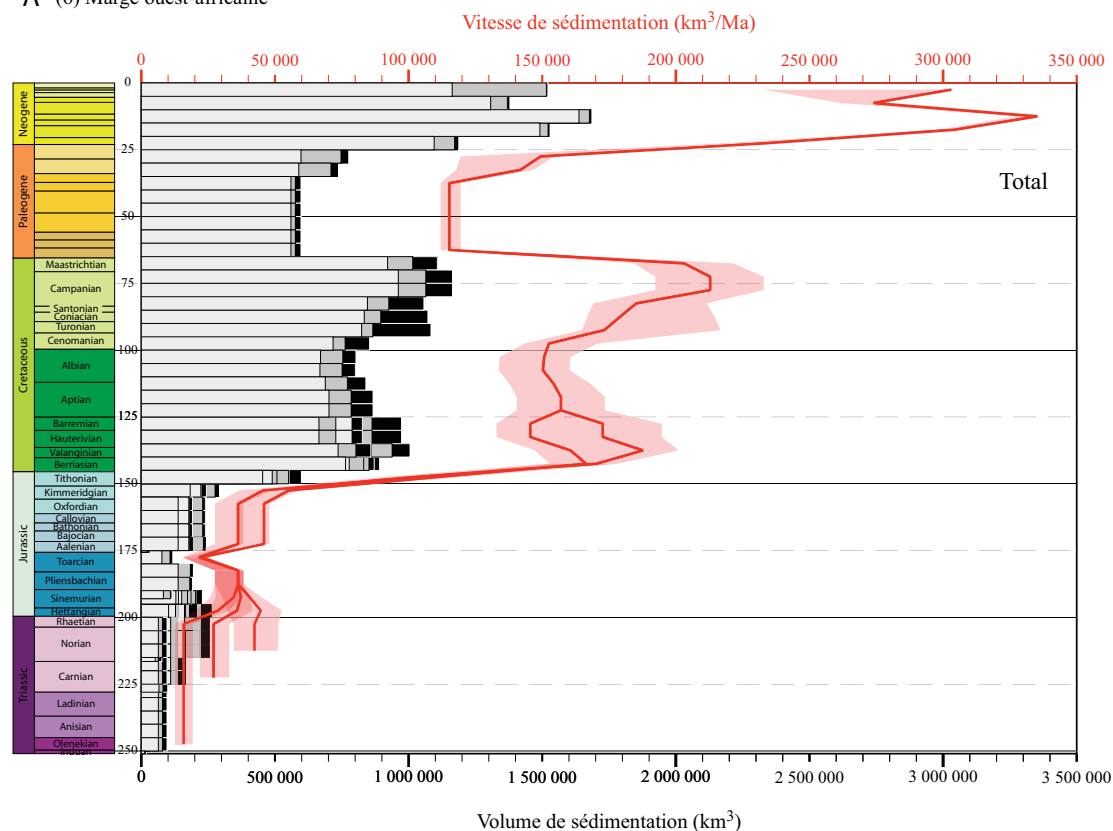


Figure 5.14 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation sur l'intégralité de la marge ouest-africaine (6) au cours du Méso-Cénozoïque avec la résolution temporelle des étages géologiques (A) non pondérés et (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

A (6) Marge ouest-africaine



B (6) Marge ouest-africaine

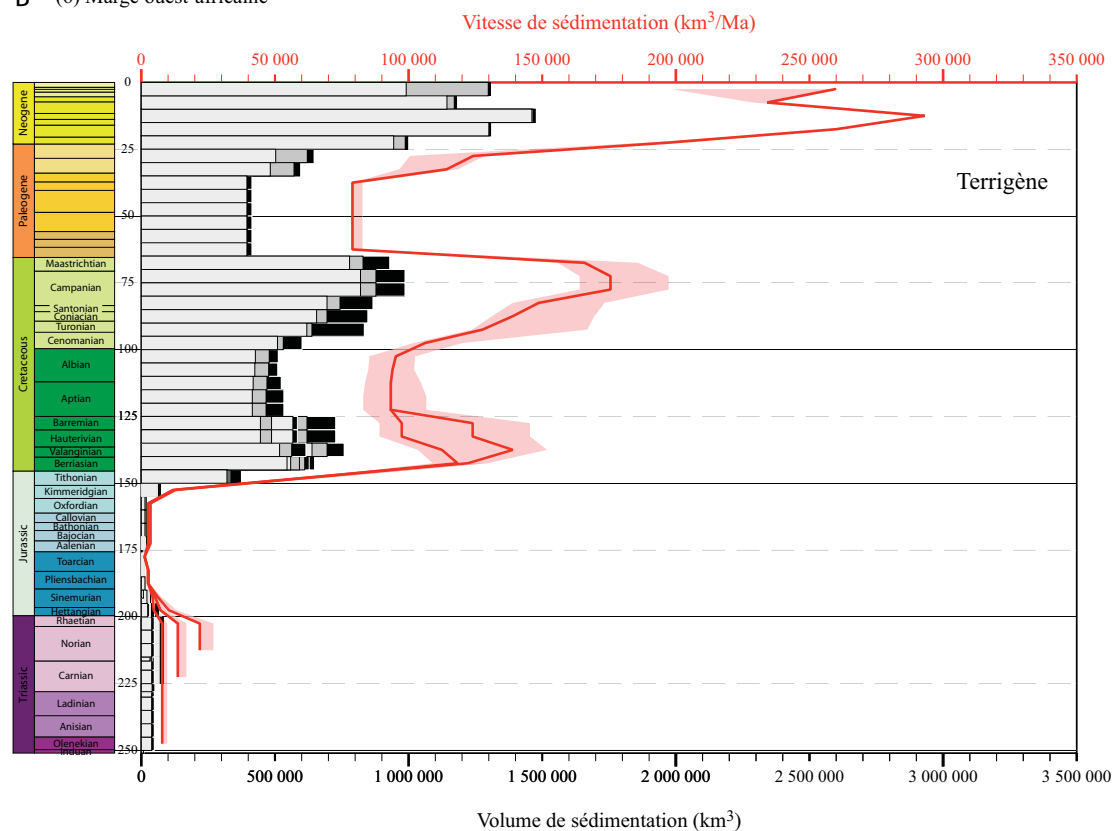


Figure 5.15 : Graphiques représentant la vitesse et le volume de sédimentation sur l'intégralité de la marge ouest-africaine (6) au cours du Méso-Cénozoïque avec un pas de temps de 5 Ma (A) non pondérés et (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Le volume de sédimentation est représenté par des histogrammes dont le dégradé croissant indique le scénario moindre au scénario maximal. Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004). Voir Annexe 15 pour le tableau des résultats.

La principale différence réside dans l'âge de l'accélération des apports terrigènes durant le Cénozoïque. Dans le cas de la marge ouest-africaine, l'accélération se produit durant l'Oligocène (avec une incertitude du fait de la résolution temporelle de nos données, base Miocène sûrement, base Oligocène probablement) alors que Hay *et al.* (1988a) observe cette accélération à l'échelle mondiale au Pliocène.

La figure 5.16 superpose l'évolution du volume des sédiments terrigènes déterminé par Hay *et al.* (1988a) (en bleu) à nos résultats (en gris). Les 16,2 millions de km³ de sédiments terrigènes déposés dans la marge ouest-atlantique (Helm, 2009) représenteraient 35% des 45,7 millions de km³ de sédiments terrigènes déposés mondialement (Hay et al., 1988a). Pour valider ce pourcentage a priori trop élevé, notre méthode devrait être appliquée à l'intégralité des marge du globe. Hay *et al.* (1988a), en se basant uniquement sur les puits DSDP, et non l'intégralité du prisme sédimentaire ont peut-être sous-estimé le volume sédimentaire.

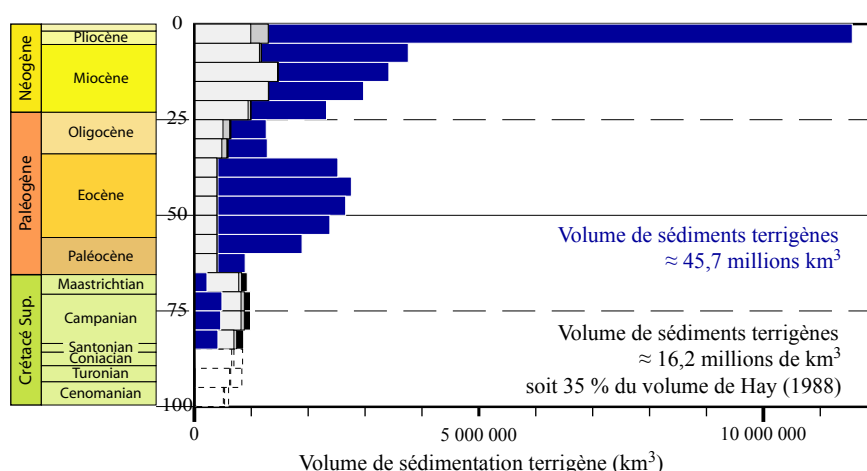


Figure 5.16 : Graphique représentant le volume de sédimentation terrigène au cours du Cénozoïque (1) déterminé pour l'intégralité du prisme sédimentaire sur la marge ouest-africaine (en dégradés de gris ; Helm, 2009) et (2) déterminé à partir des 627 puits offshore DSDP à l'échelle mondiale (conversion de la masse en volume avec une densité de 2700 g/m³ ; en bleu ; Hay *et al.*, 1988a). Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004).

Molnar et England ne tranchent pas entre une cause climatique et une cause tectonique pour cette augmentation de flux et son accélération pléistocène, même si pour cette dernière une cause climatique semble plus vraisemblable.

Dans le cas de la marge ouest-africaine, et comme nous l'avons discuté précédemment, l'augmentation des apports terrigènes semble résulter d'une surrection du continent africain, en deux étapes majeures : Crétacé Supérieur et Oligo-Miocène. Dans ce scénario, le climat apparaît comme un amplificateur de la surrection, sans qu'il nous soit possible de quantifier cet effet.

Le cas le plus remarquable est la limite Eocène-Oligocène qui marque à la fois un changement climatique majeur (l'installation de la calotte antarctique) et une surrection généralisée de l'Afrique connue depuis Bond (1978). Si la surrection contribue à éroder un matériel préalablement altéré durant le Paléocène-Eocène, nous ne pouvons estimer l'effet de la brutale humidification que marque l'Oligocène ?

Conclusions Générales

La question des contrôles tectonique ou climatique des flux sédimentaires issus de l'érosion des reliefs amonts des bassins sédimentaires est une des questions des Sciences de la Terre Externe à laquelle nous avons essayé de répondre au travers de l'étude de la marge ouest-africaine de Trias à l'Actuel.

L'objectif de cette thèse était (1) de développer une méthode de mesure de flux à l'échelle d'une marge de continent en utilisant des informations de coupes géologiques sériées, (2) de discuter les facteurs de contrôle de l'évolution des flux sédimentaires de la marge atlantique du continent Africain et (3) de mesurer l'évolution globale des flux sur cette marge afin de tester le scénario d'évolution des flux durant le Cénozoïque proposé par Molnar (2004).

1. La méthode de mesure des flux sédimentaires développée.

Alors que seulement 30 à 50 % du volume sédimentaire déposé dans la marge ouest-africaine est décrit par les 37 coupes régionales de la bibliographie centrée sur la partie proximale de la marge, notre méthode permet de décrire l'intégralité de l'enregistrement sédimentaire, et ce avec une résolution temporelle de quelques millions d'années, à l'échelle d'un continent et sur plusieurs centaines de millions d'années.

• Les principales étapes de notre méthode.

- Inventaire, sélection et homogénéisation des coupes géologiques disponibles sur la marge étudiée,
- Construction de coupes à l'échelle de la marge d'un continent en extrapolant, à l'aide de plusieurs scénarios, les coupes issues de la bibliographie d'une part jusqu'à l'onlap amont et d'autre part jusqu'aux dépôts les plus distaux sur la croûte océanique,
- Détermination des variations de la zone en sédimentation au cours du temps,
- Interpolation, pour chaque intervalle stratigraphique, du taux de sédimentation moyen mesuré sur chaque coupe (en m/Ma), à l'échelle de la zone en sédimentation (en km²) découpée en «boîtes» centrées sur la coupe considérée : on obtient l'évolution de la vitesse de sédimentation totale (en km³/Ma) au cours du temps,
- Correction des lithologies autres que terrigène (principalement carbonatée et évaporitique) par l'analyse des forages (pétroliers, DSDP-IODP).

• Les incertitudes.

Notre méthode permet également d'estimer les incertitudes présentes aux différentes étapes du traitement des données.

Ainsi, lors de l'extrapolation des 37 coupes de la bibliographie vers le large, le tracé de plusieurs scénarios d'extrapolation permet d'estimer que le taux de sédimentation (en m/Ma) des différentes coupes extrapolées est obtenu avec une marge d'incertitude allant de 10 à 30 %. De même, lors de la construction de la surface de sédimentation à différentes étapes, la marge d'incertitude sur l'étendue de cette surface est en moyenne de 20 à 30 %.

Au final, le volume sédimentaire (km³) a été obtenu pour les cinq segments de marge puis additionné pour obtenir le bilan sédimentaire de l'intégralité de la marge ouest-africaine, avec une marge d'incertitude de 20 à 25 % au Trias et de 12 à 16 % du Jurassique au Néogène.

2. Contrôle tectonique ou climatique des flux terrigènes sur la marge ouest-africaine.

La marge ouest-africaine a été découpée en cinq segments de marge : la marge atlantique du Maroc, la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry, la marge Nord du Golfe de Guinée, la marge Sud du Golfe de Guinée et la marge Namibie-Afrique du Sud.

Sur l'ensemble de ces marges, nos résultats suggèrent un contrôle dominant de la tectonique, soit durant les phases de rift avec l'érosion des épaulements, soit lors de surrections du domaine amont des marges durant l'évolution post-rift. Le climat, à la faveur d'augmentation des précipitations, ne semble que forcer les effets de surrection.

Sur le segment de marge Namibie-Afrique du Sud, les deux processus prépondérants sont le stade rift (Crétacé basal) et la surrection au Crétacé Supérieur du Plateau Sud-Africain.

Sur les segments Sud et Nord du Golfe de Guinée, le principal processus est la surrection oligo-miocène de la marge, avec un premier événement en surrection au Crétacé Supérieur.

Sur le segment de la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry, les processus prépondérants sont une surrection au Crétacé Inférieur (déformation associée au rift de l'Atlantique Equatorial ?) et à l'Oligocène.

Sur le segment de la marge atlantique du Maroc, les processus prépondérants sont une surrection au Crétacé Inférieur et la mise en place de la chaîne de l'Atlas dès l'Eocène Moyen.

L'effet des grands changements climatiques à la limite Eocène-Oligocène, s'il a profondément modifié la circulation océanique, ne peut être tenu à lui seul responsable de la brutale augmentation des flux à l'Oligocène, et surtout au Miocène. Il ne permet pas notamment d'expliquer les déformations des surfaces continentales à altérites à terre.

3. Evolution globale des flux terrigènes sur la marge ouest-africaine.

La marge atlantique du continent africain montre une augmentation du volume des apports terrigènes du Jurassique à l'actuel. Cette évolution se fait par à-coups avec de fortes augmentations au Crétacé Inférieur, Crétacé Supérieur et Oligo-Miocène.

Ces données sont en accord avec l'évolution globale des flux terrigènes proposée par Hay *et al.*, (1988a) et Molnar (2004).

Dans le cas étudié, cette augmentation semble traduire un contrôle tectonique prépondérant avec une surrection de l'Afrique en deux étapes : Crétacé Supérieur et Oligo-Miocène.

4. Perspectives.

• Ce qu'il faut améliorer : de meilleures données

La qualité des résultats obtenus avec notre méthode dépend de la base de données utilisée. Plusieurs points sont ainsi importants à respecter lors de sa construction :

- disposer d'un maximum de coupes régionales afin d'avoir une bonne couverture spatiale des données (nous avons par exemple un manque de données au large du Sierra Leone-Libéria et au large du bassin de Moçamedes) et sinon, privilégier les coupes les plus représentatives de leurs sous-bassins.
- sélectionner les coupes régionales avec un bon calage temporel, une bonne résolution stratigraphique et atteignant le socle,
- disposer de données pétro-sédimentaires caractérisant la composition lithologique,
- disposer, si possible, de données 3D (isopaques) à l'échelle du continent.

D'autre part, plusieurs points sont à améliorer pour que le volume sédimentaire préservé dans les marges soit totalement représentatif du volume érodé sur le continent :

- une correction de la porosité est également à appliquer (cf. article),
- la quantité du remaniement temporel et spatial est à estimer. En effet, une part plus ou moins grande de sédiments déposés à un instant ou à un lieu donné dans la marge peut être érodée, remaniée et redéposée à un instant postérieur ou érodée, transportée par les courants océaniques et redéposée à un autre endroit.

Enfin, notre méthode devra être adaptée à des marges qui ne sont pas des marges passives.

• TOTPOSED

TOPOSED est un modèle numérique de production de sédiments et de transport à l'échelle du continent, développé dans le cadre de l'ANR TOPOAFRICA (Simoes *et al.*, *in prep.* ; Braun *et al.*, 2009), qui vise à déterminer l'évolution des reliefs anciens du continent Africain au cours du Meso-Cénozoïque. Les sorties de ce modèle numérique sont ainsi des volumes de sédiments qui arrivent en bordure du continent.

Les flux anciens terrigènes quantifiés dans cette thèse sont amenés à servir de test de sortie et donc de paramètres de contrainte de ce modèle numérique.

Annexes

Annexe 1.1 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc - Ruellan (1985)

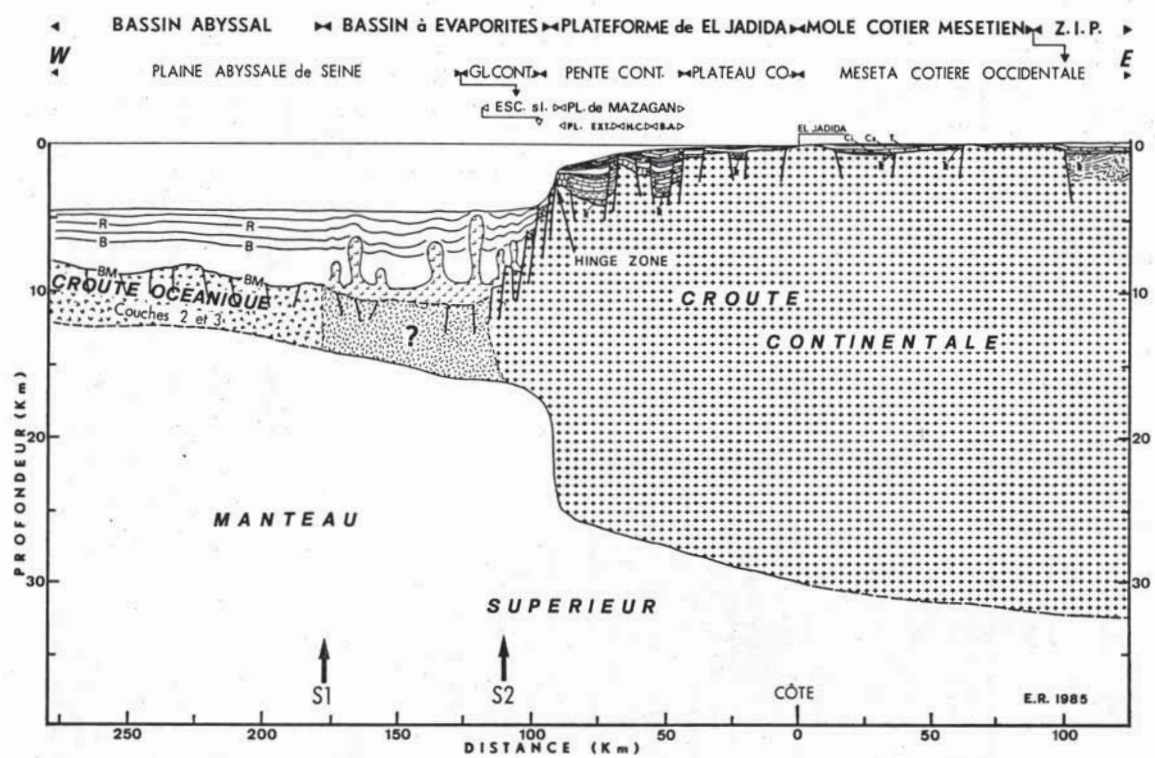
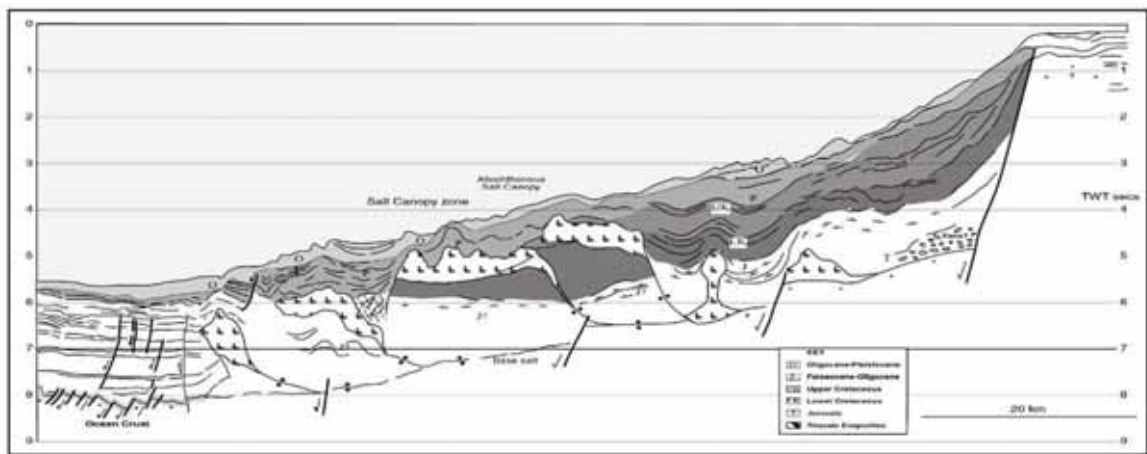
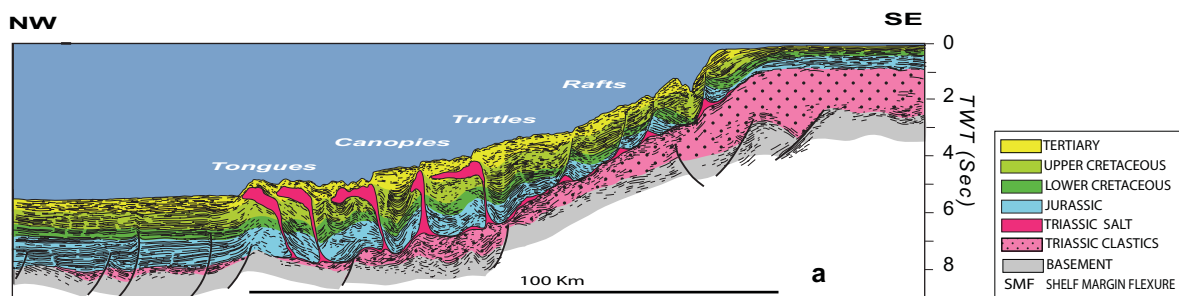


Fig. 94: Coupe générale interprétative de la marge continentale de El Jadida (Mazagan, Ouest Maroc).
General interpretative cross section of El Jadida continental margin (Mazagan, West Morocco).

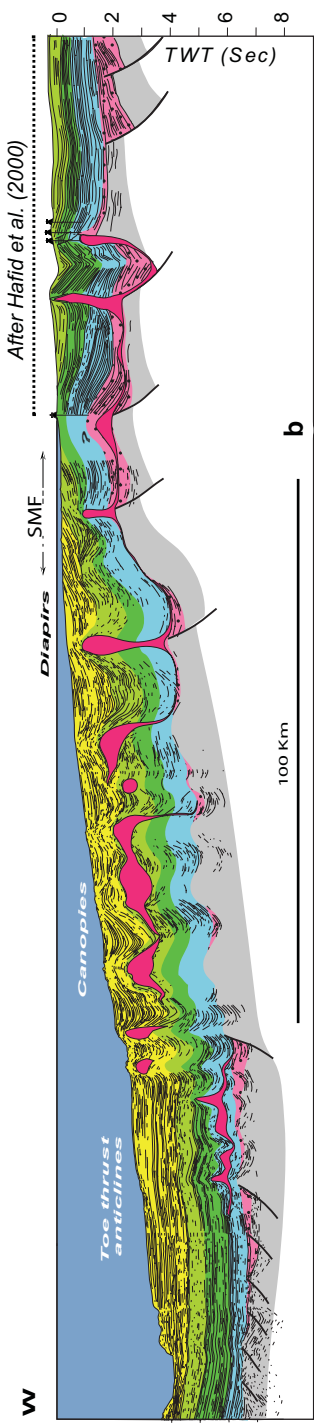
Annexe 1.2 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc - Davison (2005)



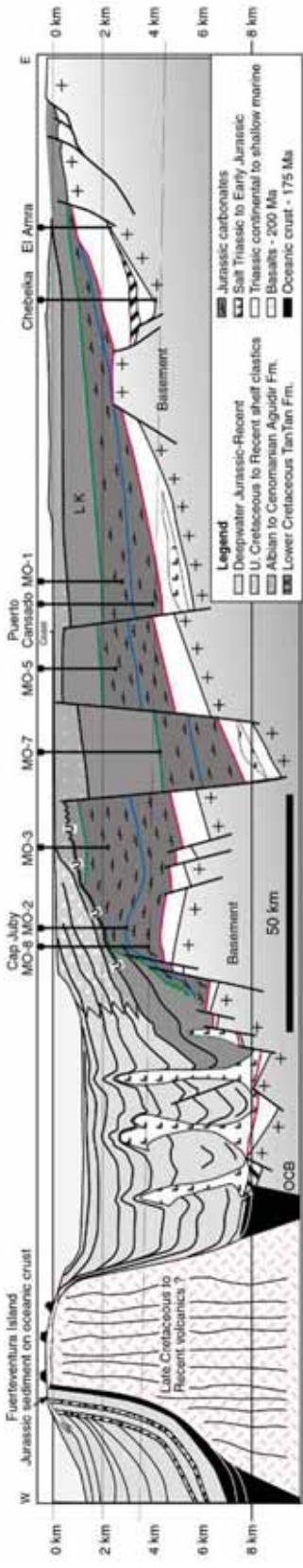
Annexe 1.3 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc - Hafid *et al.* (2007)



Annexe 1.4 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc - Hafid *et al.* (2007)

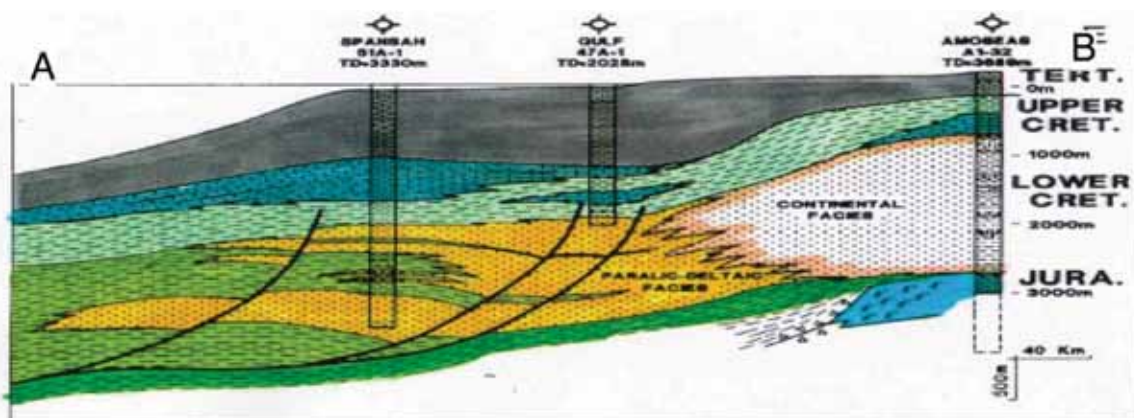


Annexe 1.5 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc - Davison (2005)

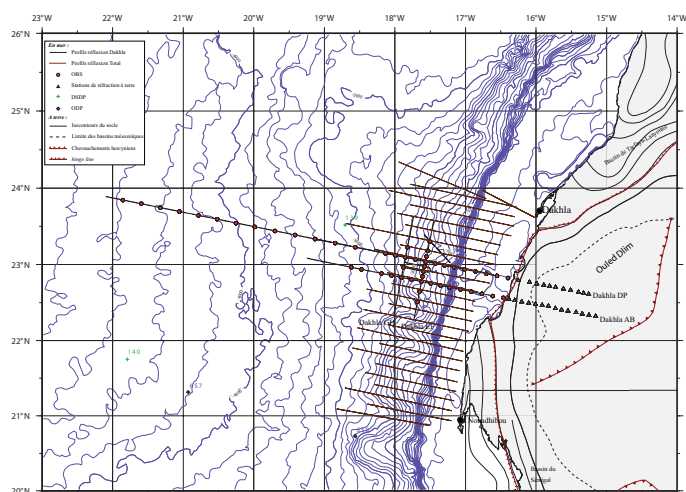


Secteur de Cap Boujadour			
Situation par rapport à la rupture de pente tertiaire			
	Forage ouest	Forages est	
	DSDP 397 (fig. 33)	DSDP 369 (fig. 33)	Alisio 15A-1 (fig. 33, 37)
Miocène	Miocène inférieur composé de marnes et de calcaires siliceux ; sa base est chaotique et montre des figures de glissement. il serait allochtone.	166 m de marnes	Miocène inférieur constitué d'argiles à rares intercalations silteuses
Paléogène	absent	Éocène-Oligocène : 200 m de calcaires siliceux et de marnes à nannofossiles Paléocène : absent	Oligocène : argiles parfois silteuses à intercalations de niveaux gréseux dolomitiques. Éocène argileux Paléocène supérieur absent Paléocène inférieur et moyen : 73 m d'argiles et de marnes siliceuses
Crétacé supérieur	entièrement érodé	en partie raviné par le Tertiaire	non atteint par l'érosion tertiaire
Crétacé inf.	formation de Tan-Tan	formation de Tan-Tan	formation de Tan-Tan

Annexe 1.7 : Les coupes de la marge atlantique du Maroc - Heyman (1989)



Annexes 1.8 et 1.9 : Carte de localisation des coupes de Labails (2007)



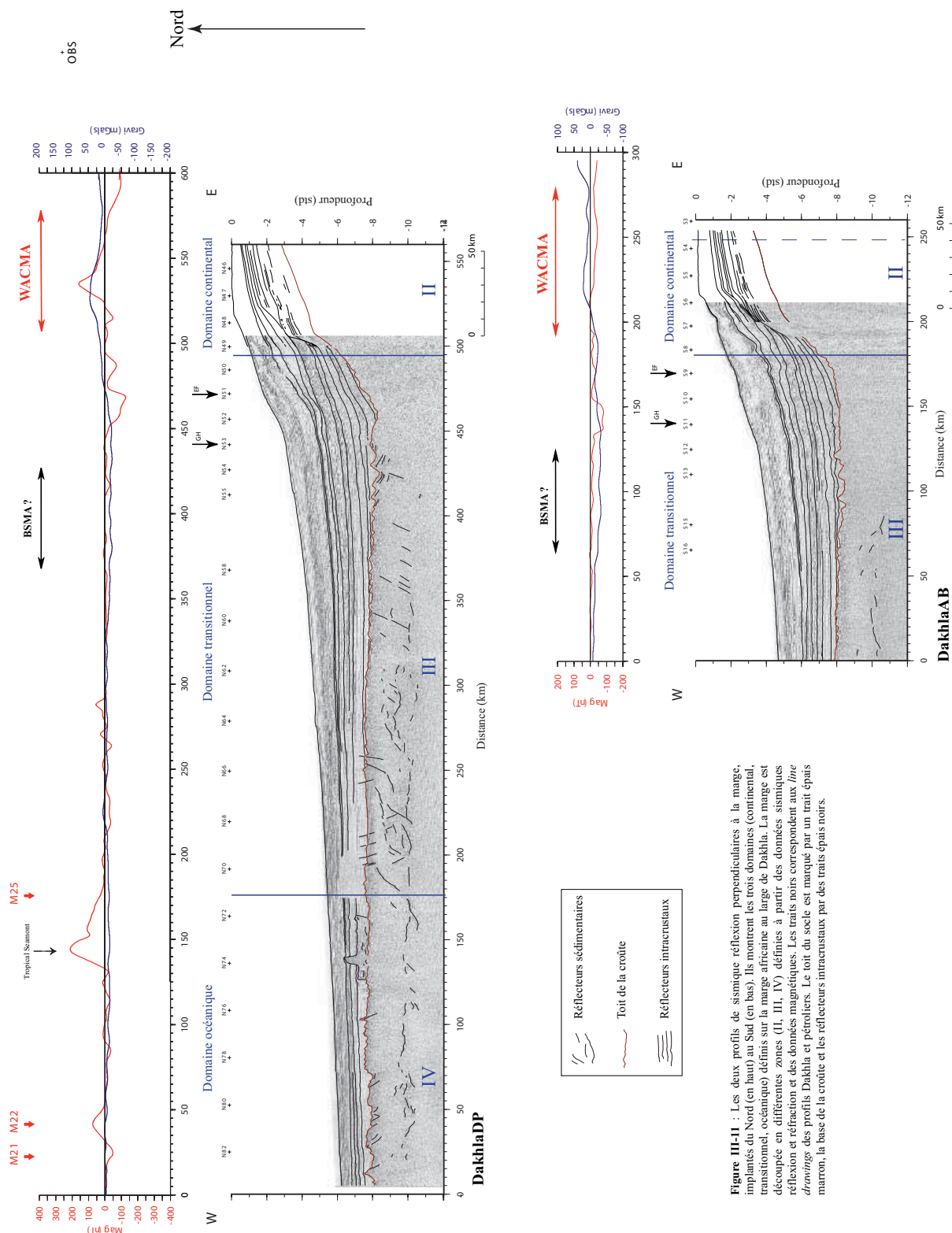
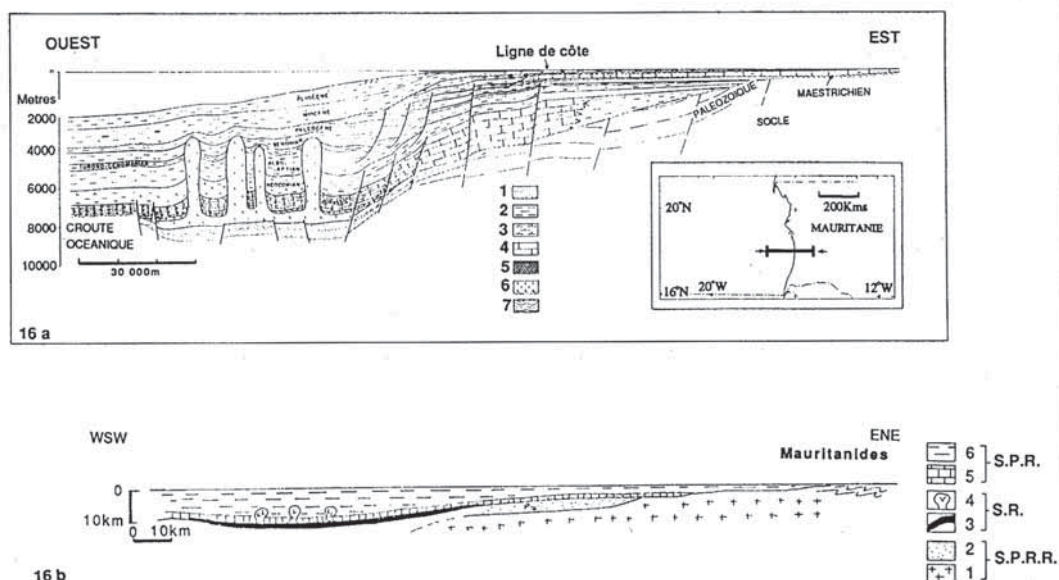
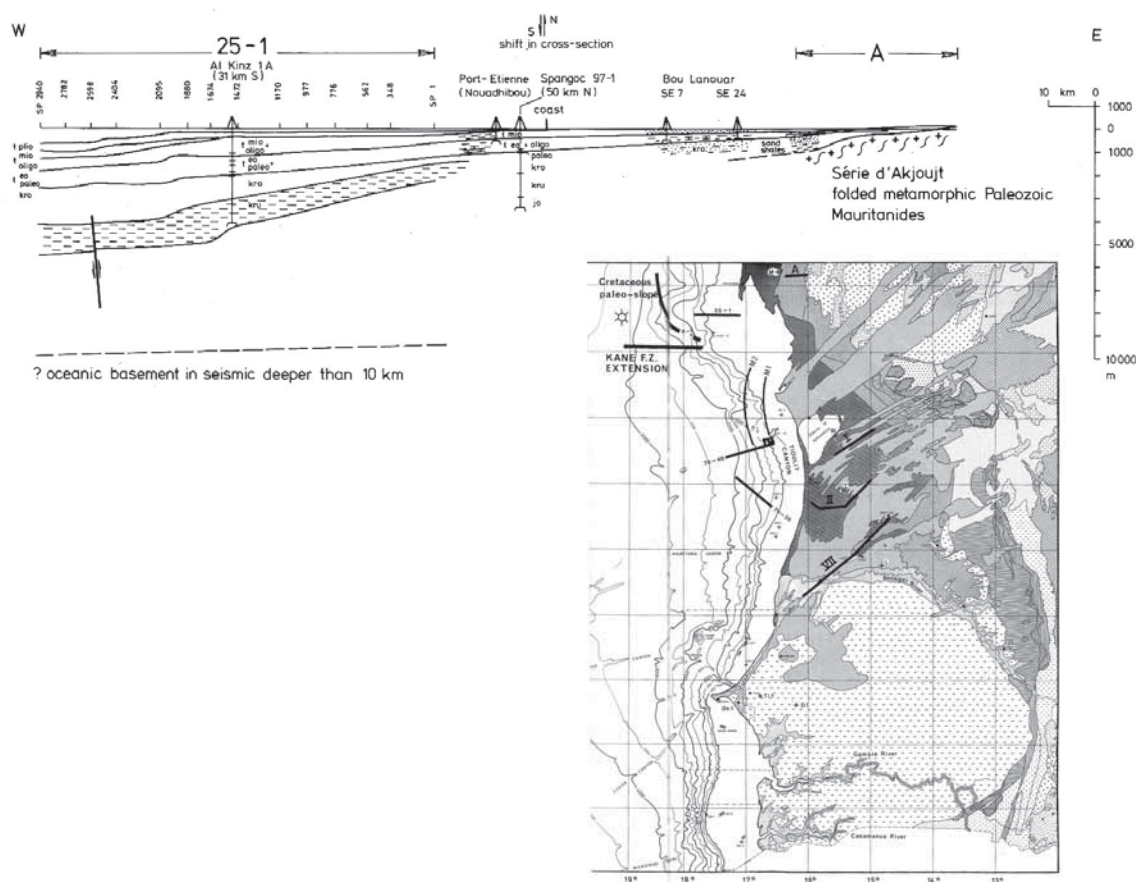


Figure III-11 : Les deux profils de sismique réflexion perpendiculaires à la marge, implantés du Nord (en haut) au Sud (en bas). Ils montrent les trois domaines (continental, transitionnel, océanique) définis sur la marge africaine au large de Dakla. La marge est découpée en différentes zones (II, III, IV) définies à partir des données sismiques réflexion et réfraction et des données magnétiques. Les traits noirs correspondent aux *line drawings* des profils Dakla et pétroliers. Le toit du socle est marqué par un trait épais marron, la base de la croûte et les réflecteurs intrastratux par des traits épais noirs.



ig. 98. 16 b

- Interprétation géologique d'une coupe sismique dans le bassin sénégal-mauritanien (localisation sur la figure 96).
 = Sable et grès ; 2 = Argiles et schistes argileux ; 3 = Marnes ; 4 = Calcaire ; 5 = Anhydrite ; 6 = Sel ; 7 = Socle
 métamorphique.

- Schéma simplifié de la figure 98 en tenant compte d'une équivalence de l'échelle des longueurs et des hauteurs.
 = Substratum précambrien ; 2 = Paléozoïque ; 3 = Trias-Lias ; 4 = Diapirs de sel ; 5 = Jurassique supérieur ;
 = Crétacé à Actuel ; SPRR = Séquence pré-rift ; SR = Séquence rift ; SPR = Séquence post rift.

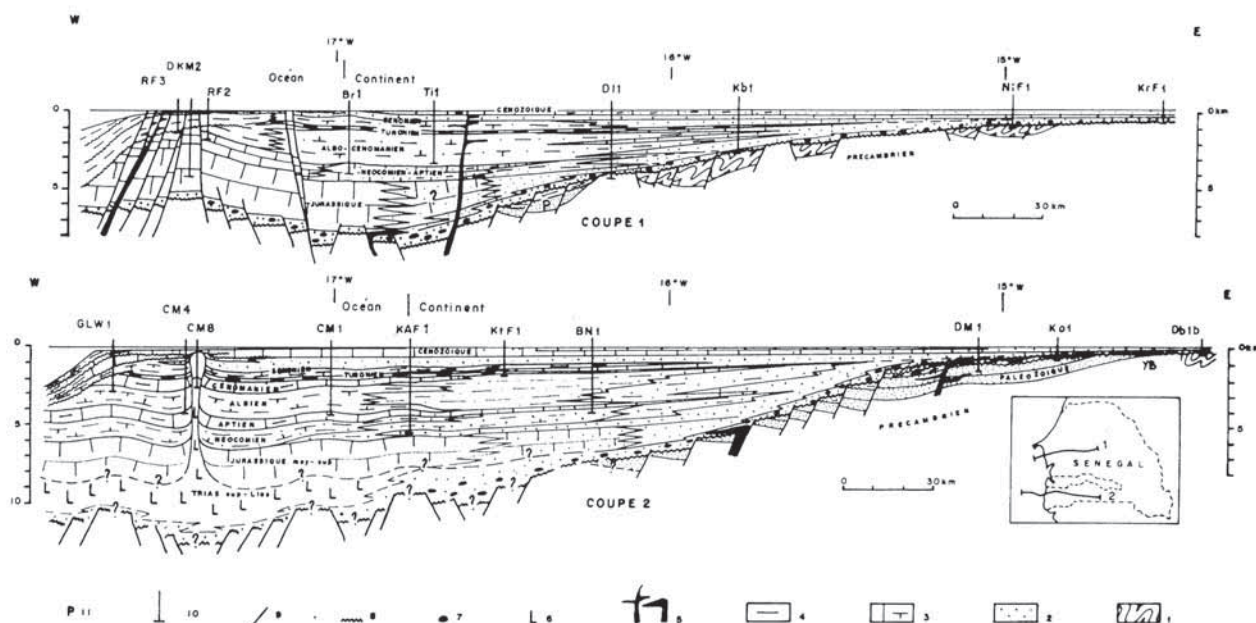
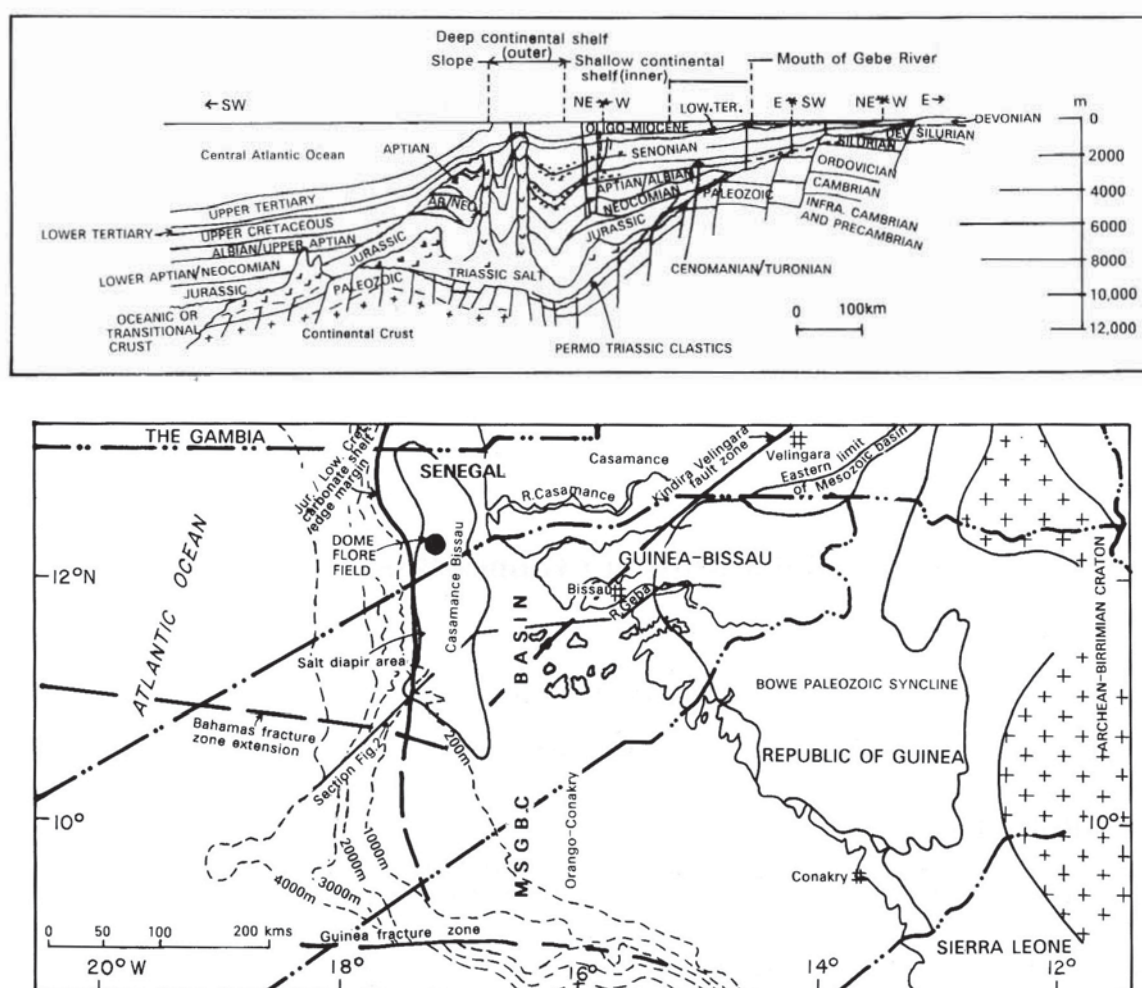
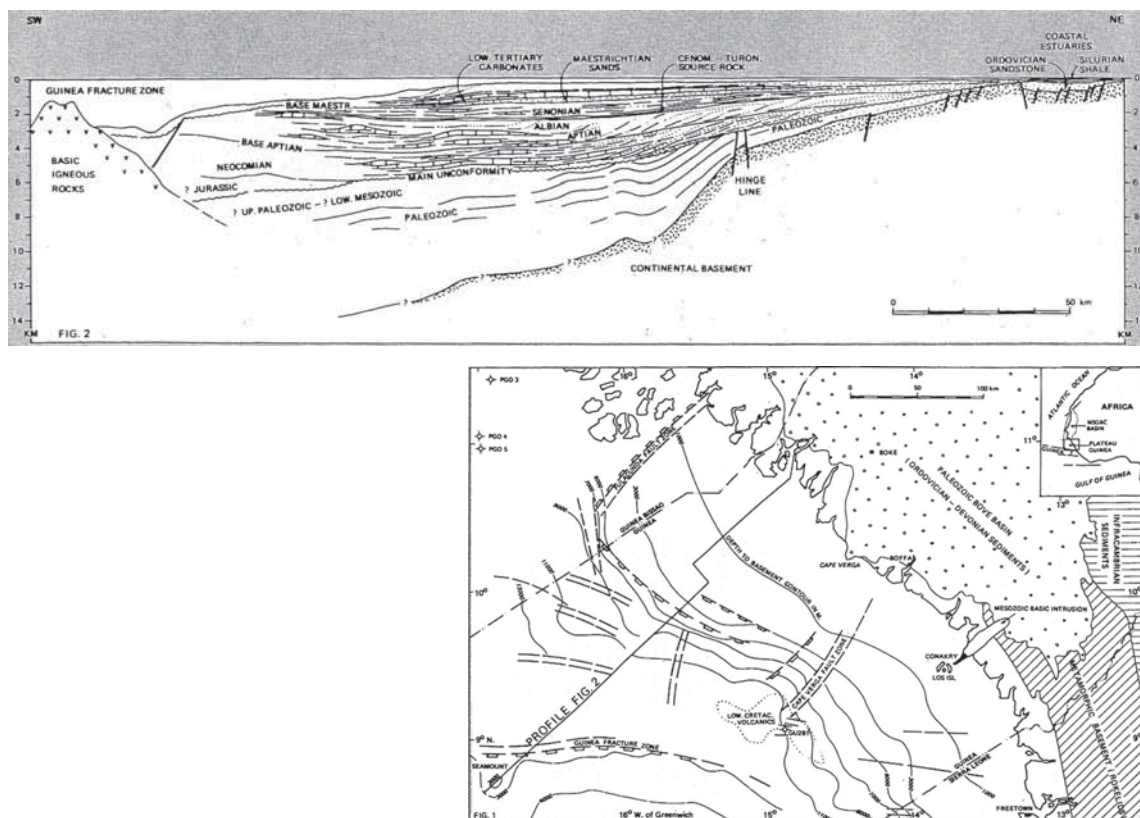


Figure 7. Interpretative geological cross-sections of the Senegal basin, 1—metamorphic rocks; 2—sandstones; 3—carbonate rocks; 4—shales; 5—magmatic rocks; 7—conglomerate; 8—unconformity; 9—fault; 10—petroleum exploration drill-hole; 11—Palaeozoic succession.





Annexe 3 : Chronostratigraphie des coupes de McGregor *et al.* (2003)

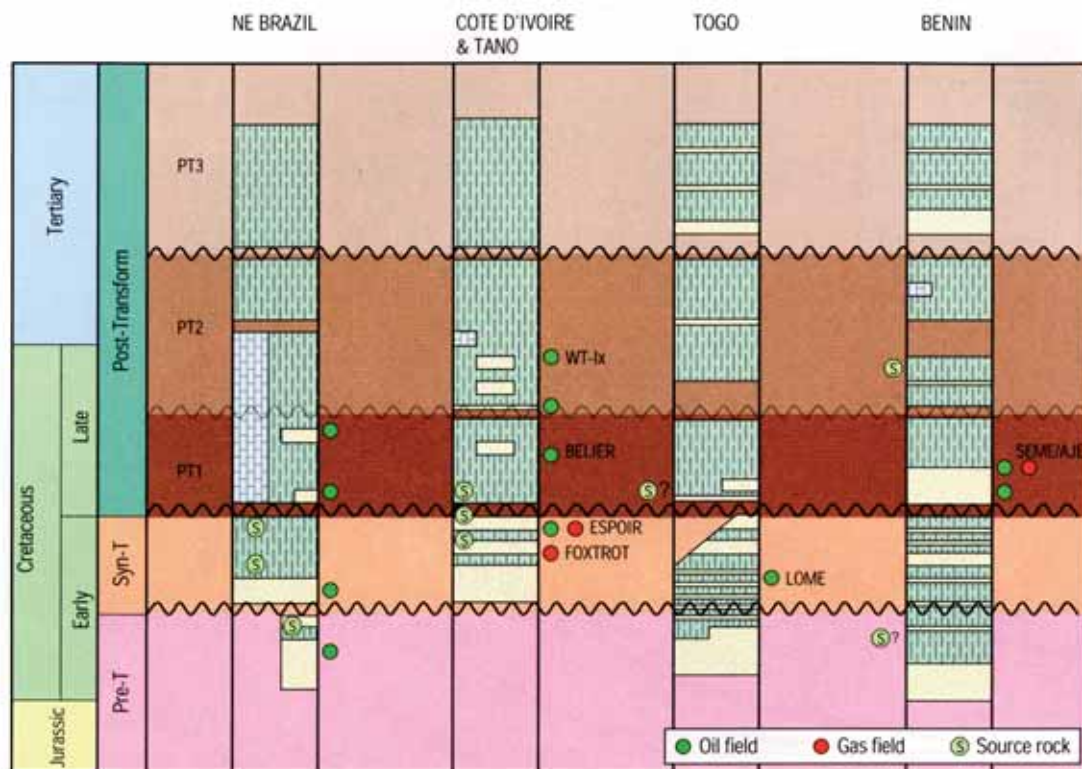


Fig. 5. Chronostratigraphy, reservoirs and source rocks of the Gulf of Guinea margin. The megasequences differentiated in the text are highlighted as are the reservoirs in the main proven fields.

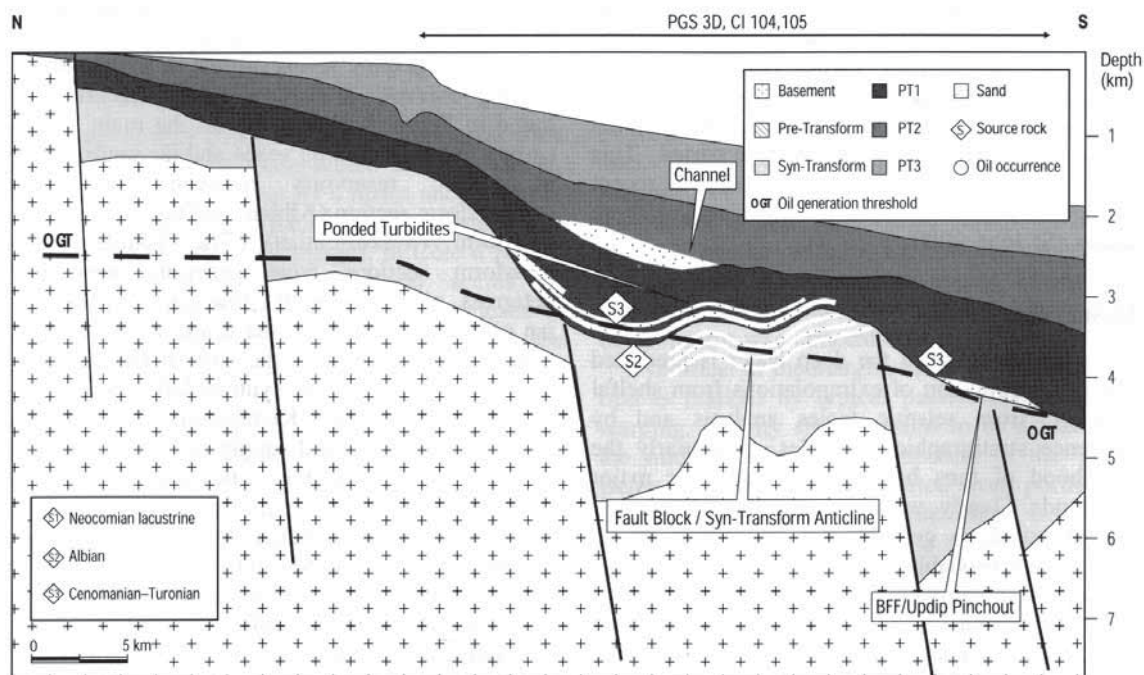


Fig. 6. Schematic cross-section: western Côte d'Ivoire play types. Play-type terminology is presented later in this paper. A critical issue in this region is source-rock maturity.

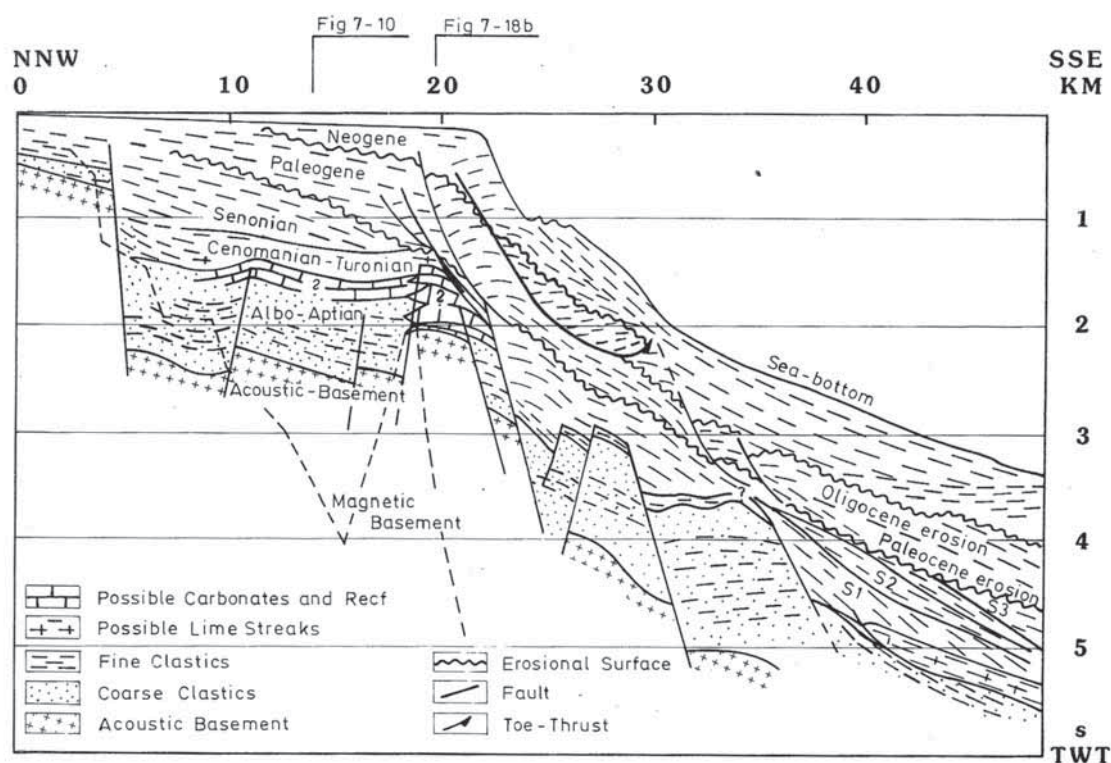
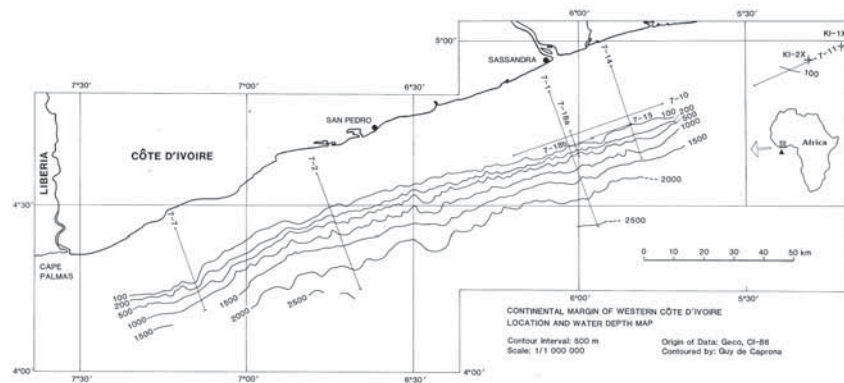


Figure 7-17: Geological section across the western Ivorian margin. The profile is from Figs 7-1, -9a, -16a. The heavy lines are faults. Some minor Tertiary unconformities can be observed. From Brancart (1977) they may be of Eocene and Miocene age. The magnetic basement depths (TWT) are from Fig 6-6. Location in Fig 5-1.

Annexe 3.2 : Carte de localisation de la coupe de Caprona (1992)



Annexe 3.3 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée - McGregor *et al.* (2003)

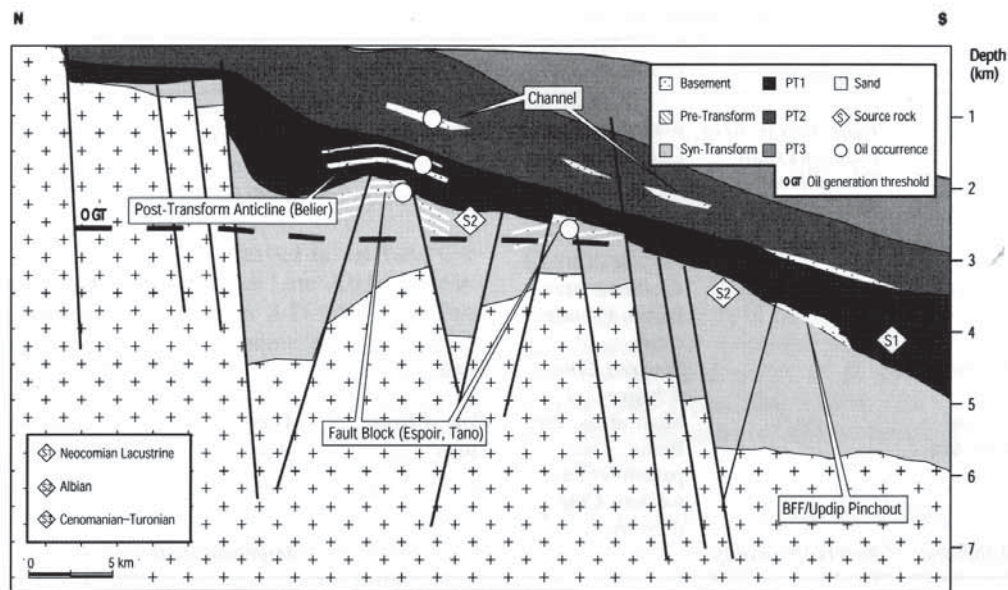


Fig. 19. Schematic cross-section: western Ghana and eastern Côte d'Ivoire play types. Limited deep-water structure implies that the main prospects in this areas are stratigraphic.

Annexe 3.4 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée - McGregor *et al.* (2003)

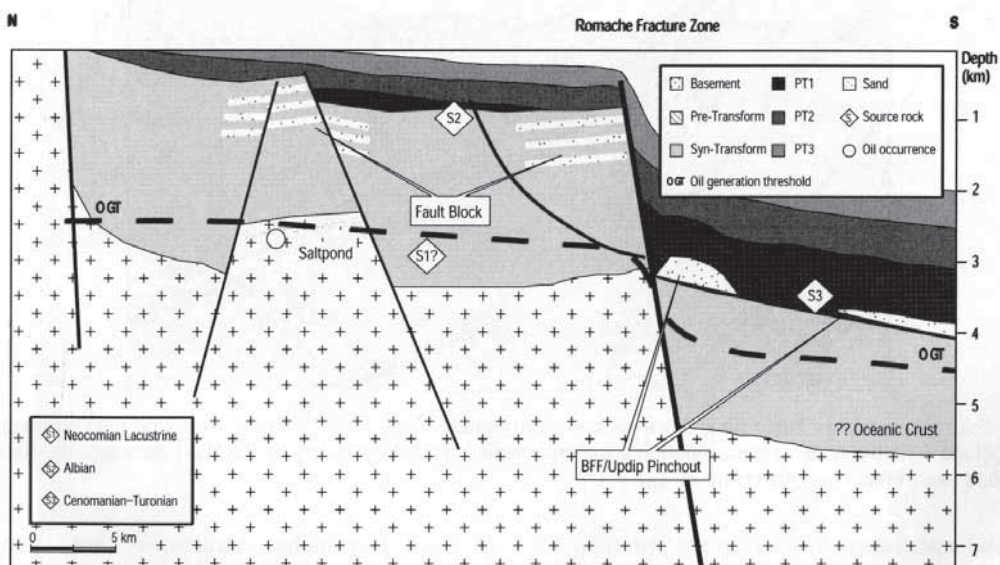


Fig. 18. Schematic cross-section: eastern Ghana play types. Deep-water plays are largely limited to Late Cretaceous basin floor fans.

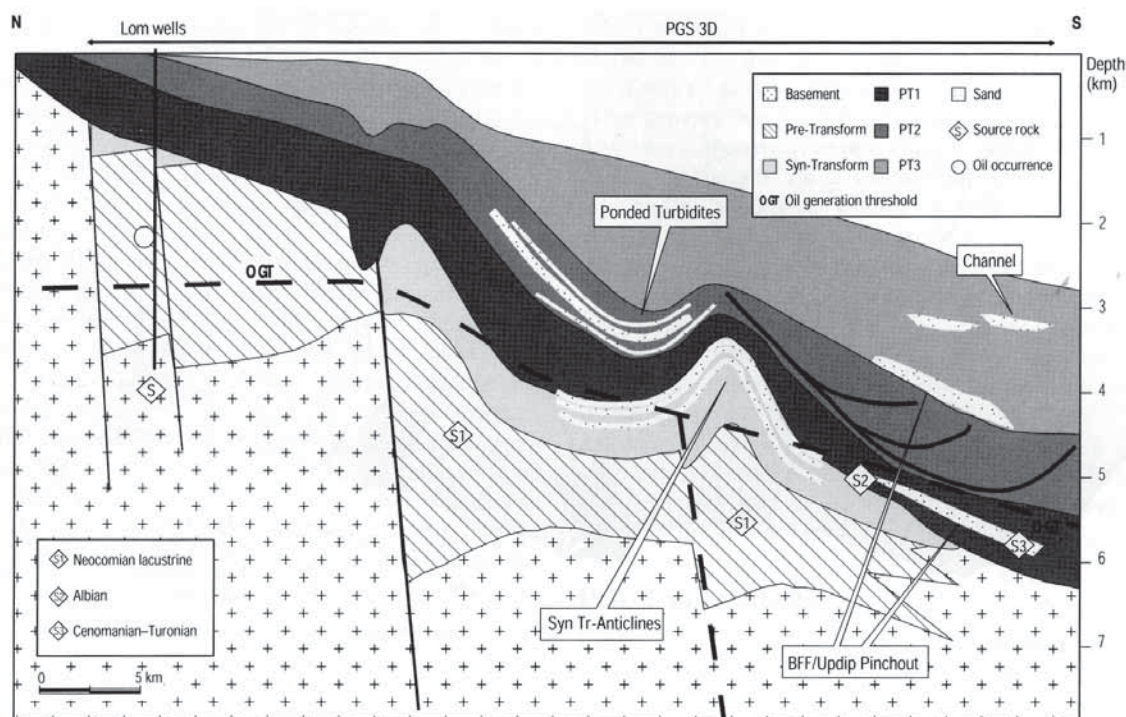


Fig. 7. Schematic cross-section: Togo play types. The dominant feature is a large transpressional anticline, formed by inversion of an older pull-apart basin. The hope for this play is that reservoir potential will improve into the full syntransform section present in such features.

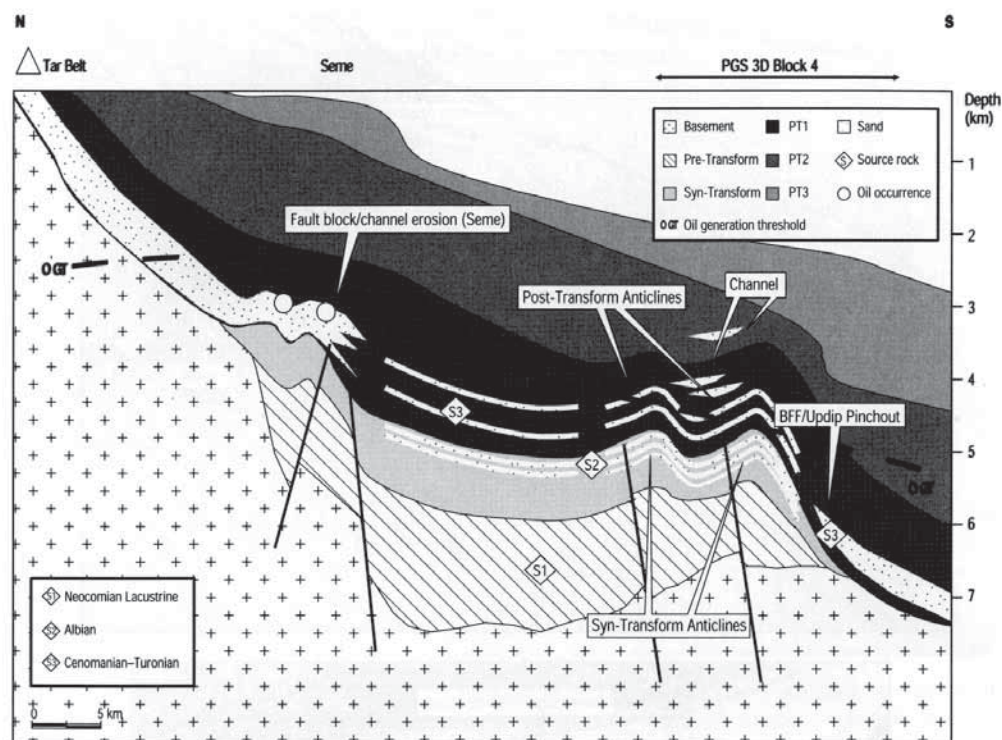


Fig. 17. Schematic cross-section: Benin play types. Key plays in this area are post-transform anticlines and stratigraphic plays. The seep belt in the onshore indicates long-distance lateral migration from an offshore lacustrine kitchen.

Annexe 3.7 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée - Haack *et al.* (2000)

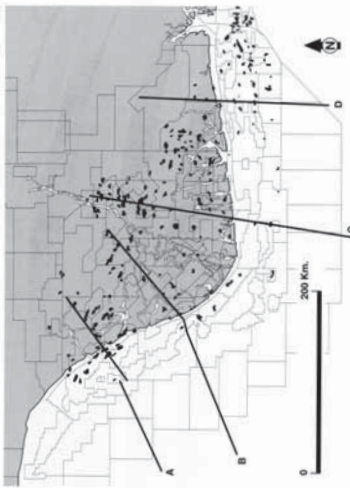
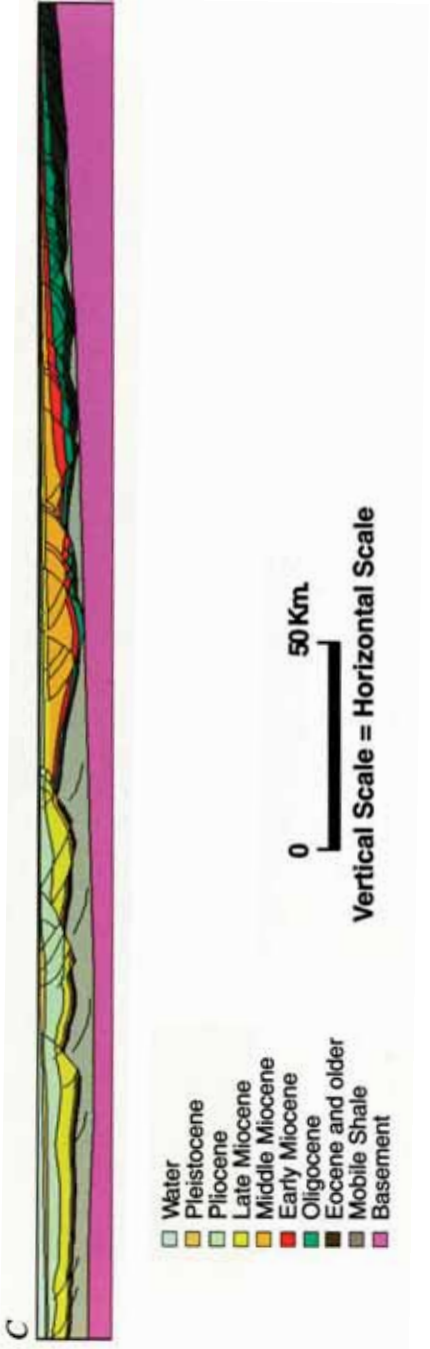
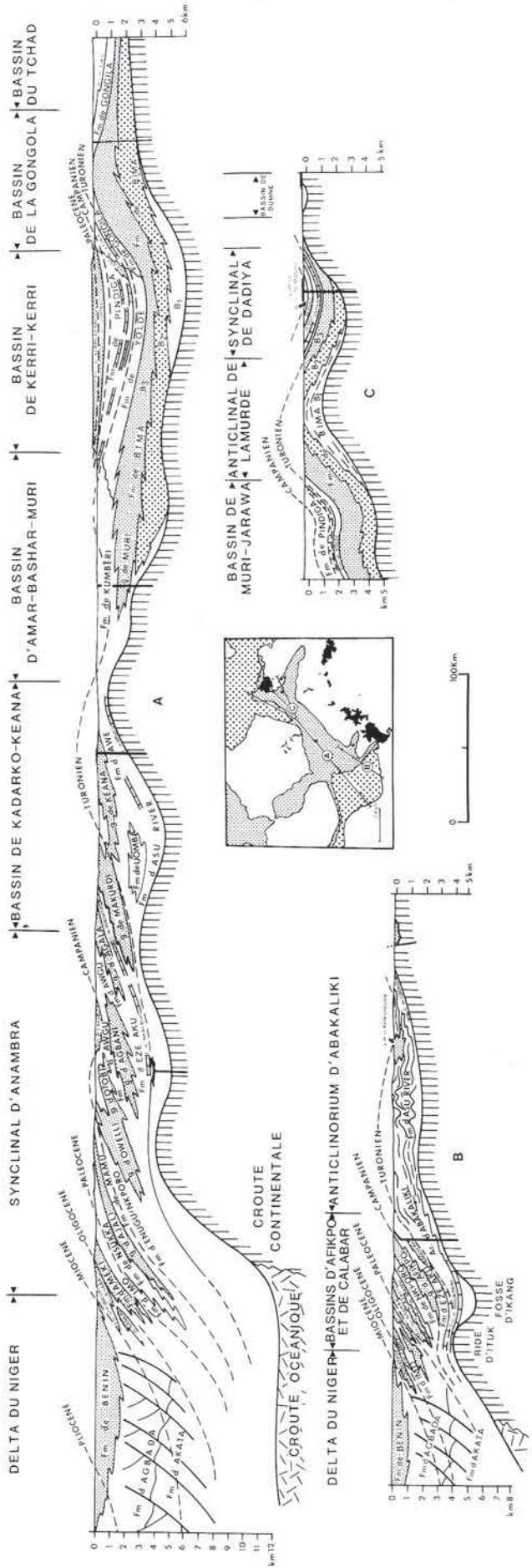
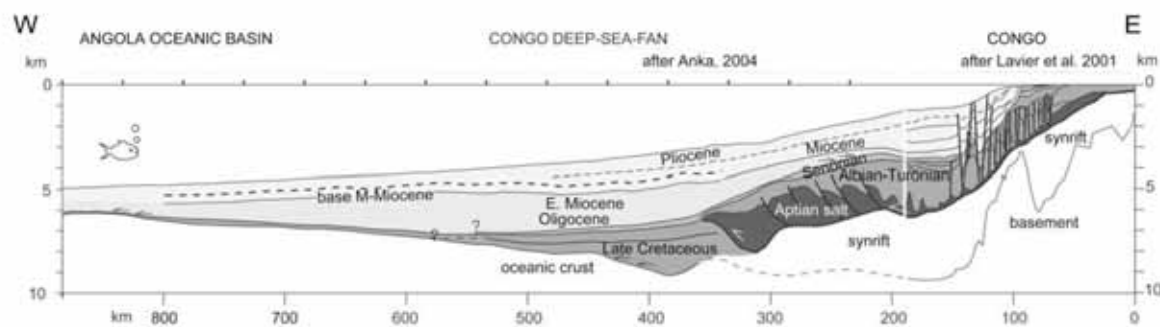
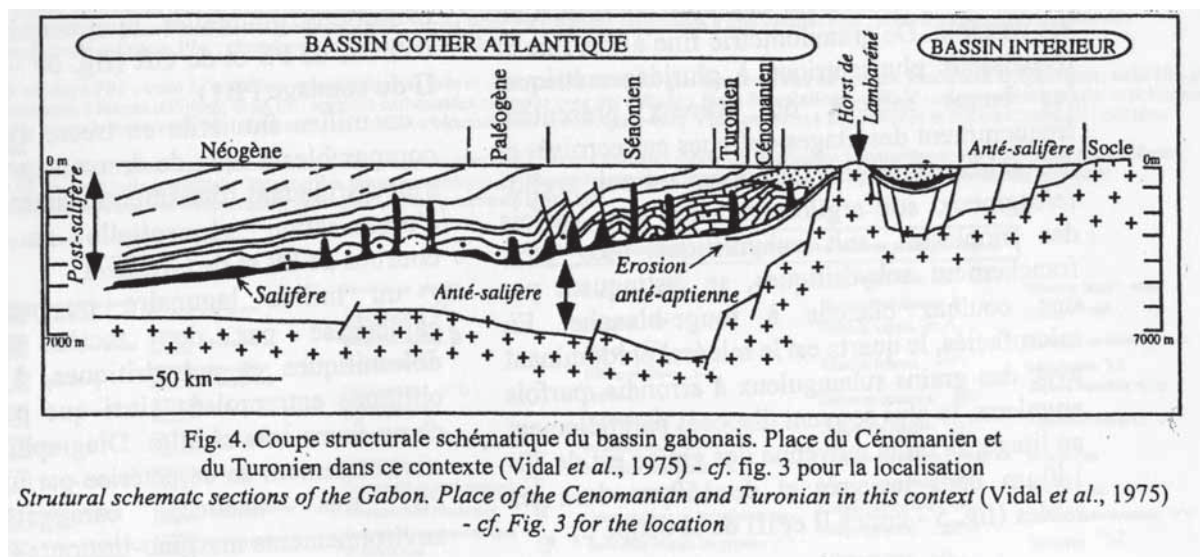
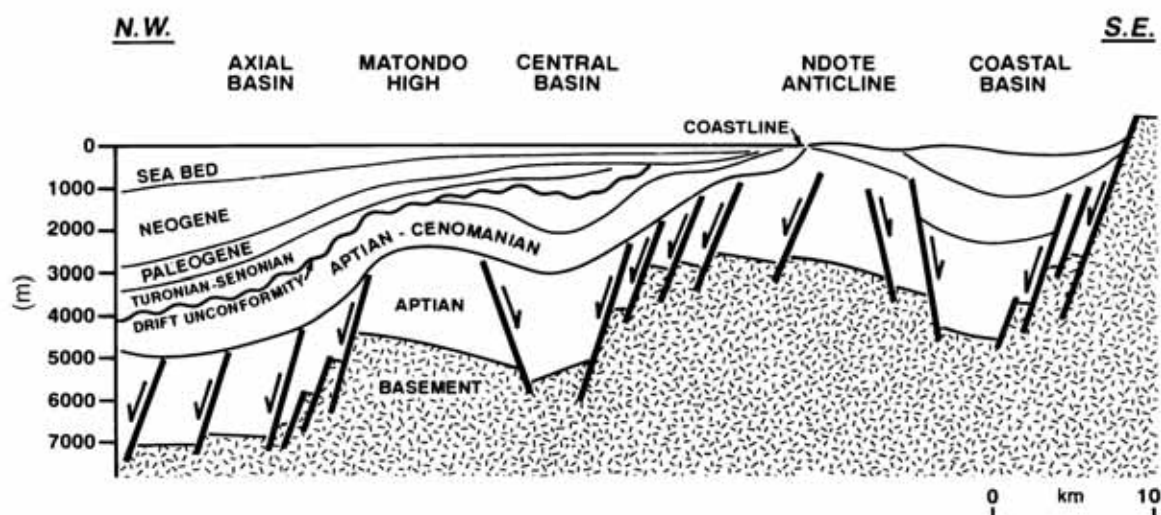


Figure 3—Location of four regional dip cross sections, based on seismic and well data, including bathymetry, across the Niger Delta. Oil fields are shown in black.

Annexe 3.8 : Les coupes de la marge Nord du Golfe de Guinée - Benkhelil (1989)





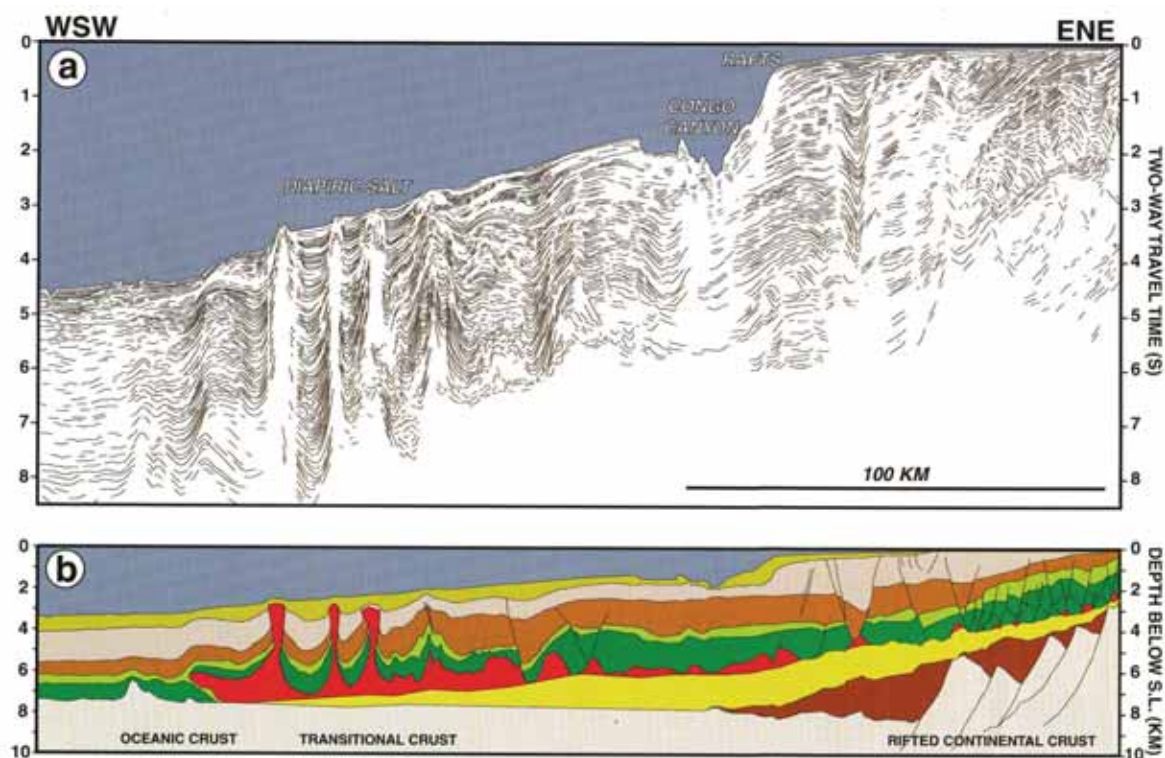


Plate 5. Transect A, Lower Congo basin. For location see Plate 1. a) Simplified line drawing interpretation of the reflection seismic data. b) Depth converted geologic section, the vertical exaggeration is 5:1. For a stratigraphic legend and the interval velocities used in the depth-conversion see Plate 4.

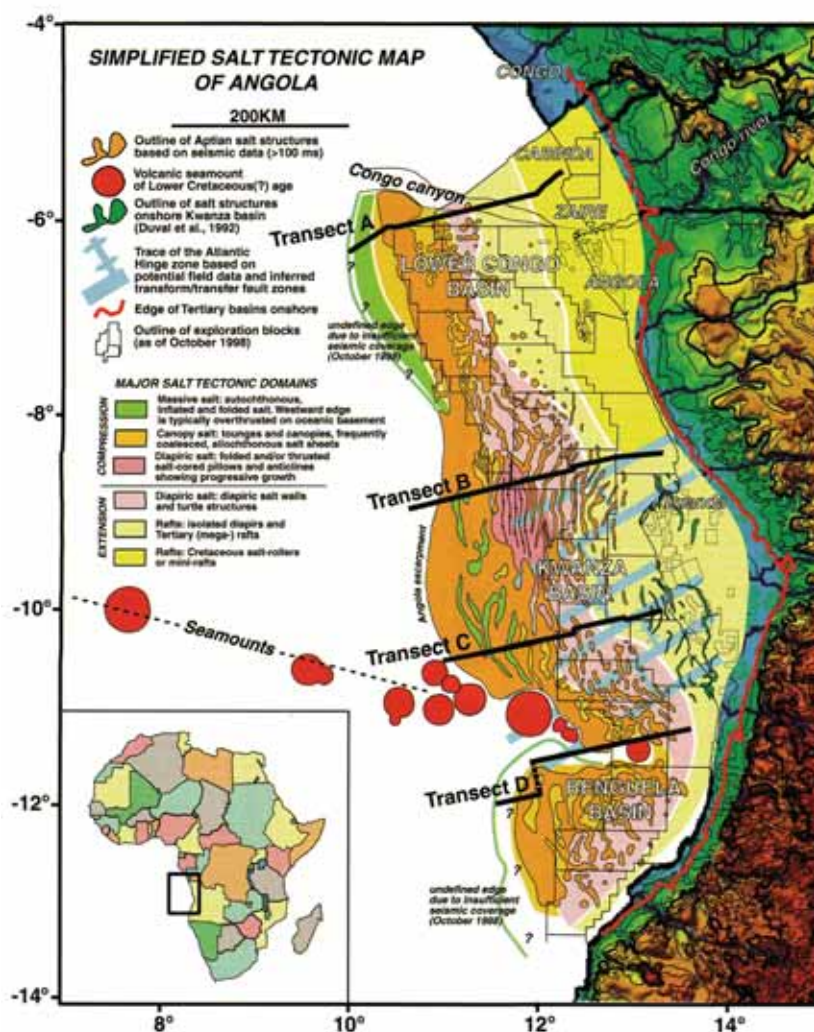


Plate 3. Simplified salt tectonic map of offshore Angola, adapted from Tari *et al.* [1998].

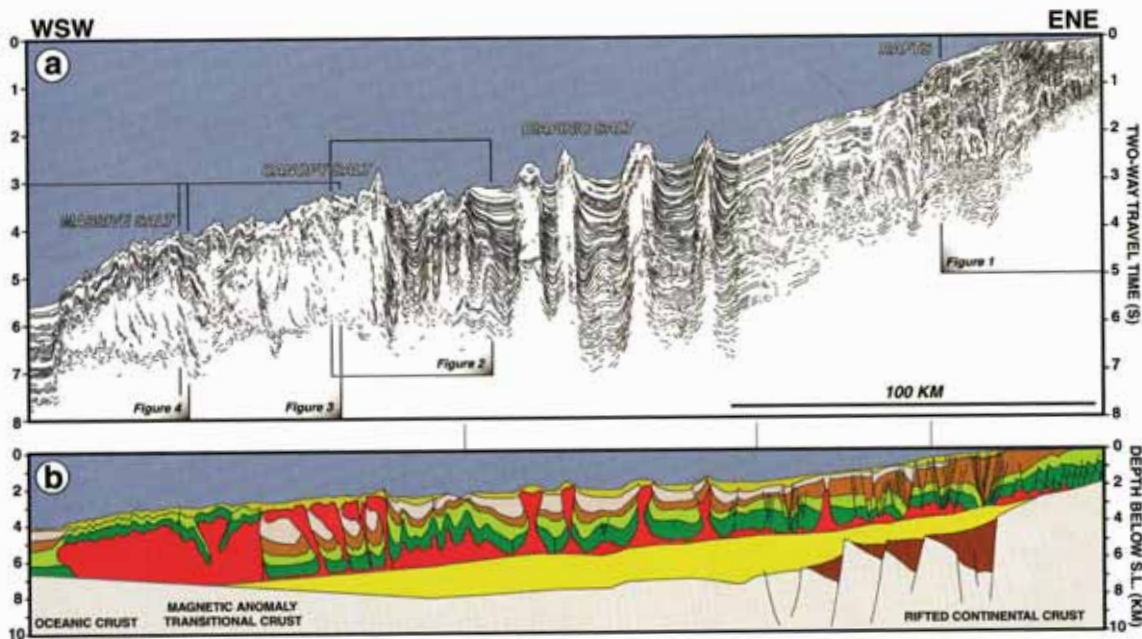
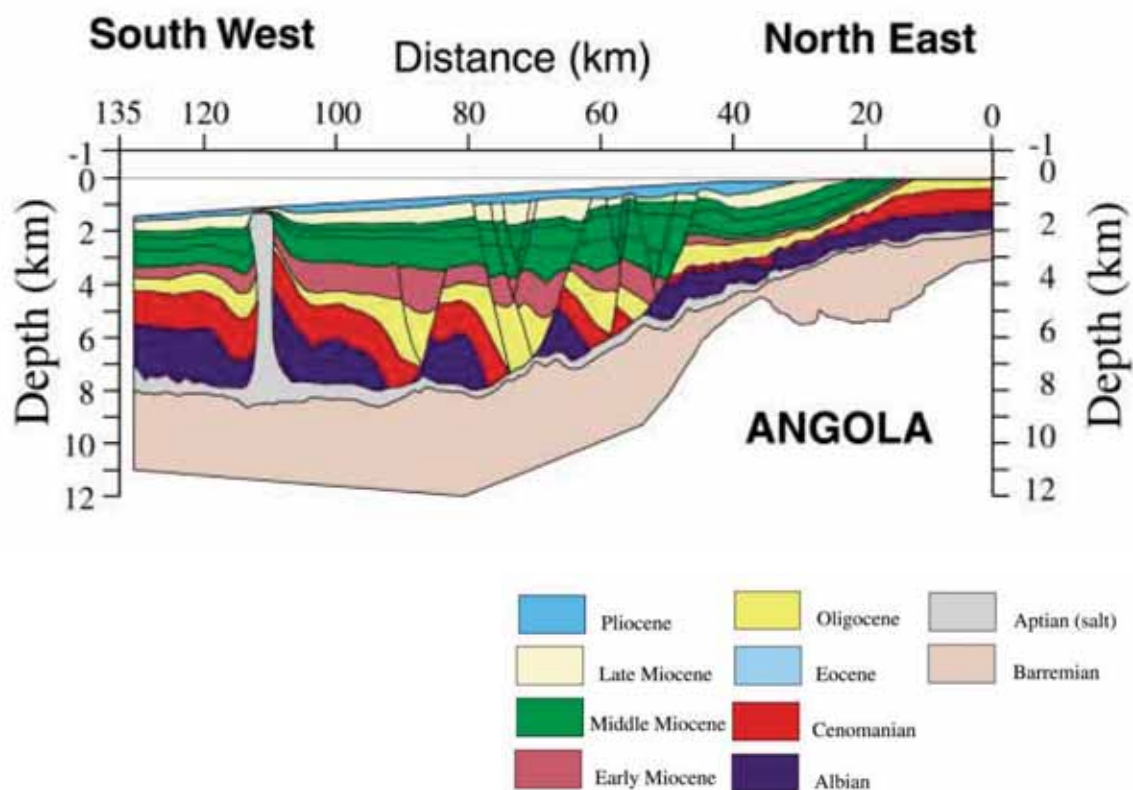


Plate 6. Transect B, Lower Congo basin. For location see Plate 1. a) Simplified line drawing interpretation of the reflection seismic data. b) Depth converted geologic section, the vertical exaggeration is 5:1. For a stratigraphic legend and the interval velocities used in the depth-conversion see Plate 4.

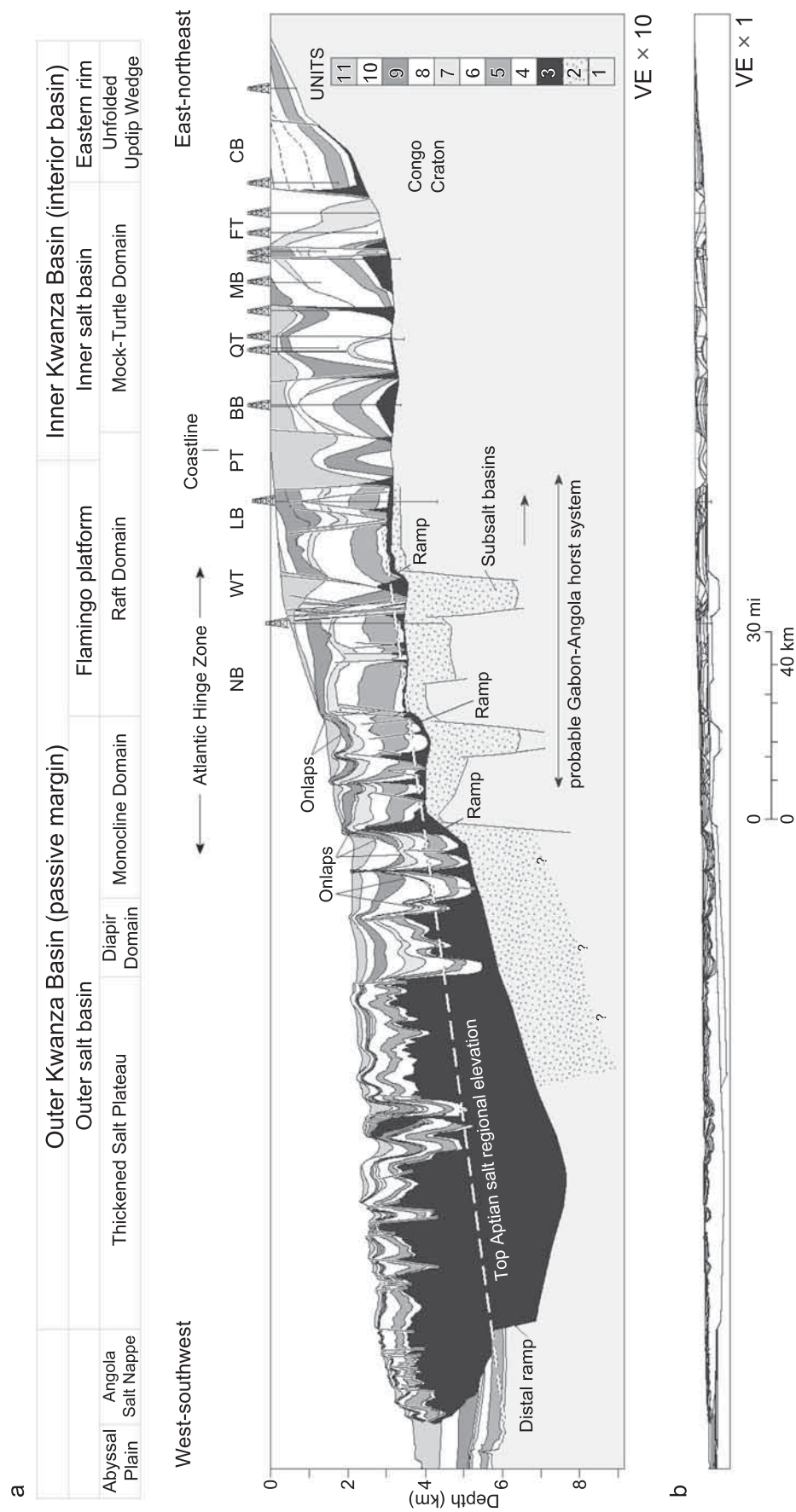


Figure 2. Regional section across the Kwanza Basin. Offshore part is from Hudec and Jackson (2002a). Line location shown in Figures 1 and 3. (a) Vertically exaggerated section. Dashed line connects the top salt elevations on the flanks of the outer Kwanza Basin. Much of the salt in the thickened salt plateau is above this regional datum. Table above the section shows basin subdivisions: top row shows basin types; middle row shows Aptian basin components; bottom row shows structural domains. CB = Caxito block, FT = Funda trough, MB = Mulenvos block, QT = Quenguela trough, BB = Benfica block, LB = Praia trough, WT = Luama block, WT = western trough, NB = Navalha block. Stratigraphic/structural units: 1 = preifit basement, 2 = subsalt sediments (Cuvo Group, shown where observed on seismic), 3 = Aptian salt, 4 = lower Albian, 5 = upper Albian, 6 = Cenomanian–Eocene (Iabe Group), 7 = Oligocene, 8 = lower–middle Miocene (to 11.7 Ma), 9 = upper Miocene (11.7–8.3 Ma), 10 = uppermost Miocene (8.3–5.3 Ma), 11 = Pliocene–Holocene. (b) Same section with no vertical exaggeration.

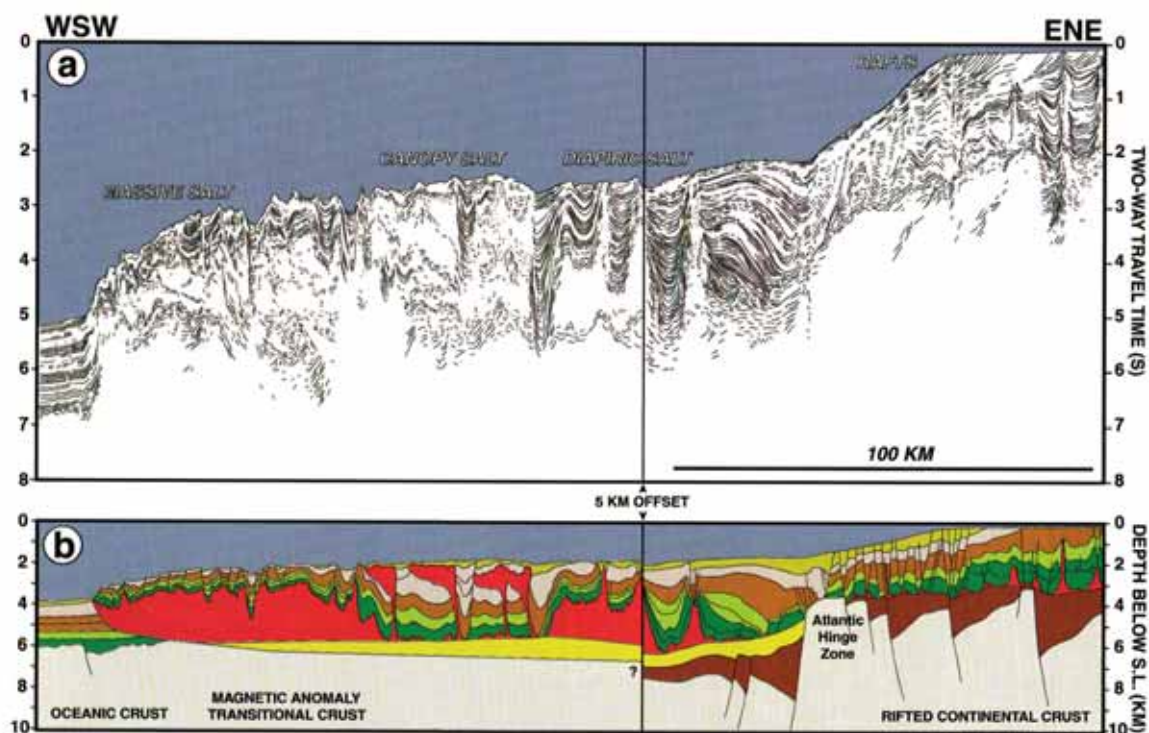


Plate 7. Transect C, Kwanza basin. For location see Plate 1. a) Simplified line drawing interpretation of the reflection seismic data. b) Depth converted geologic section, the vertical exaggeration is 5:1. For a stratigraphic legend and the interval velocities used in the depth-conversion see Plate 4.

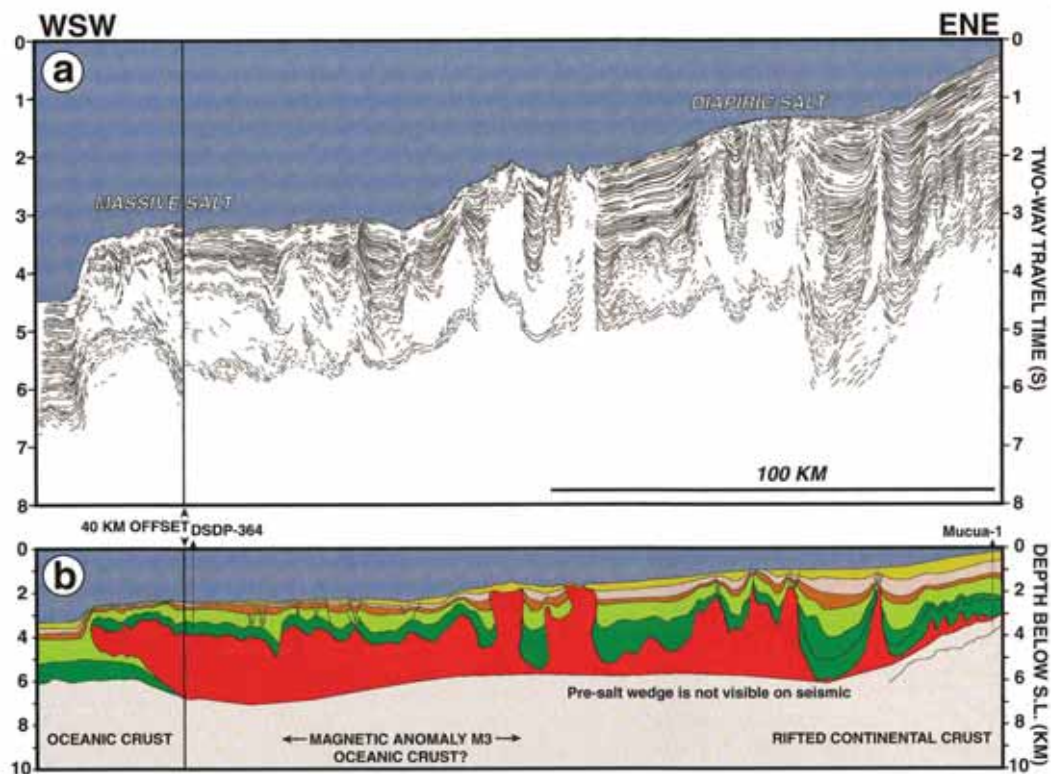


Plate 8. Transect D, Benguela/Kwanza basin. For location see Plate 1. a) Simplified line drawing interpretation of the reflection seismic data. b) Depth converted geologic section, the vertical exaggeration is 5:1. For a stratigraphic legend and the interval velocities used in the depth-conversion see Plate 4.

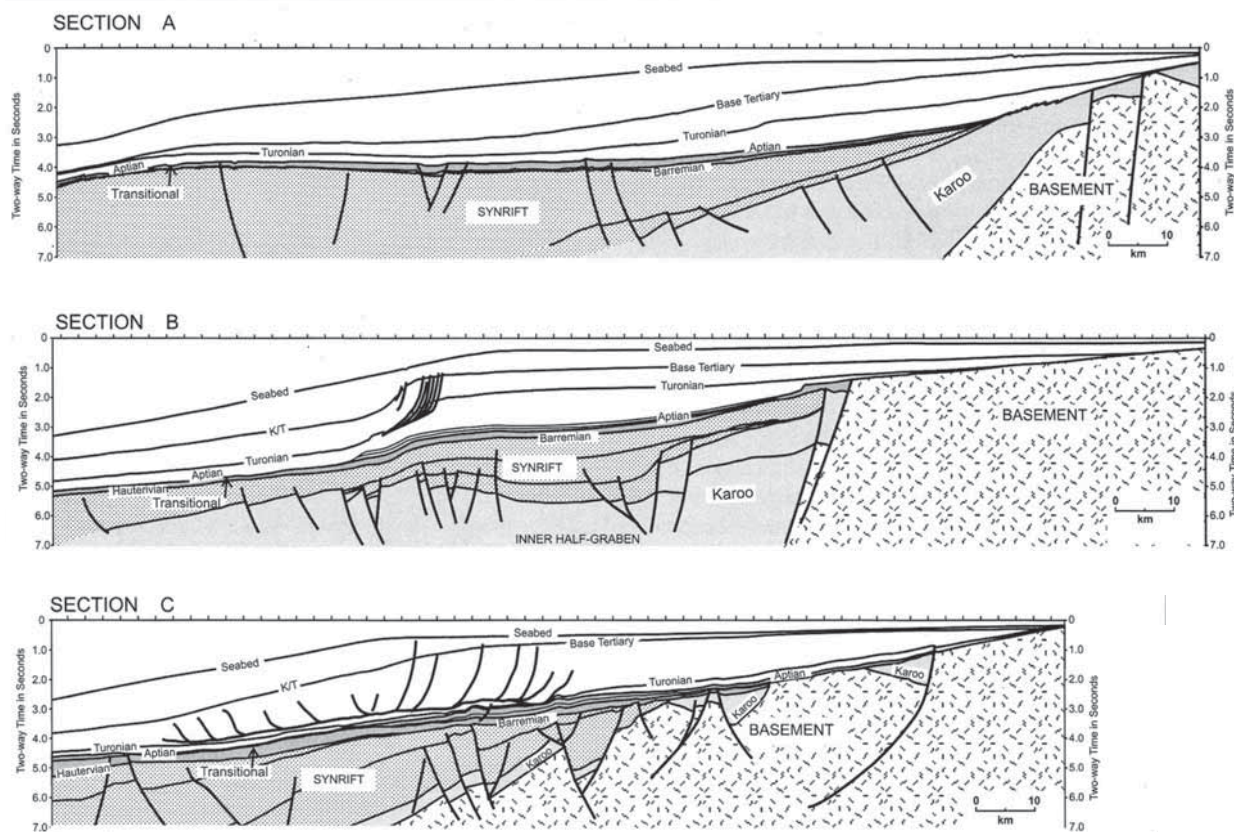
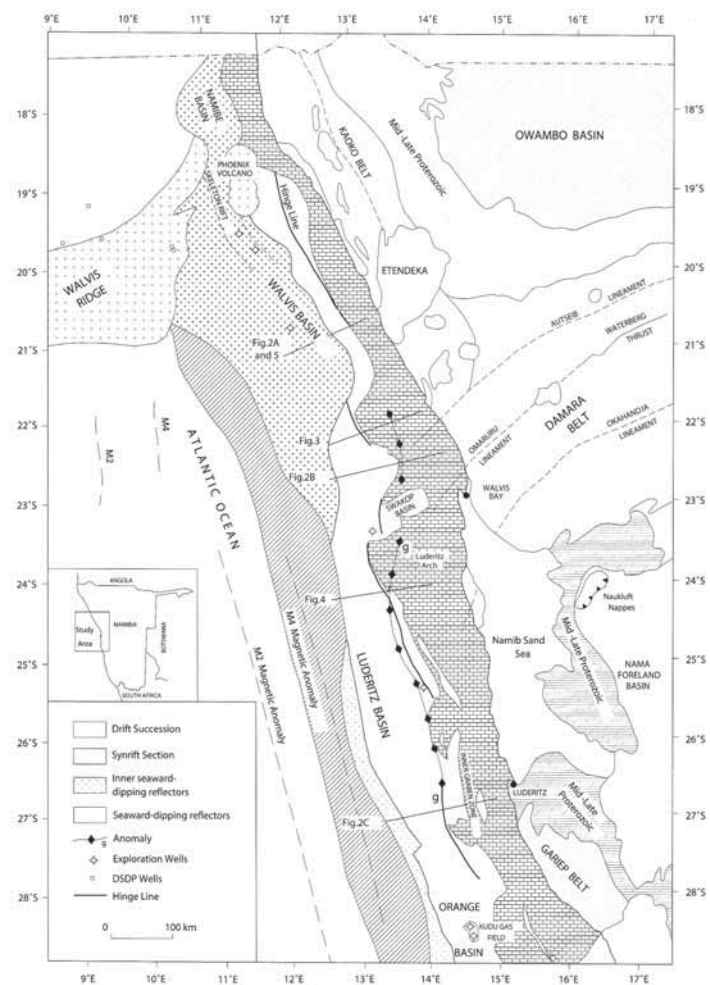
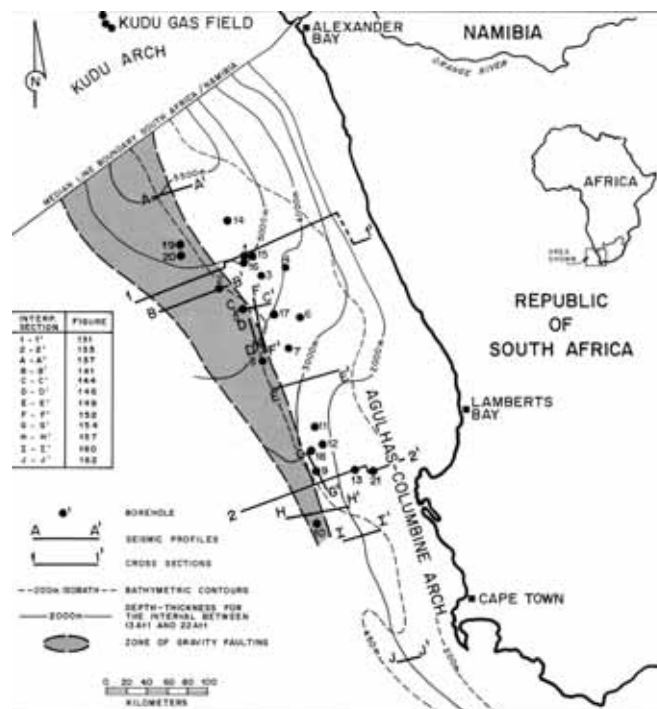
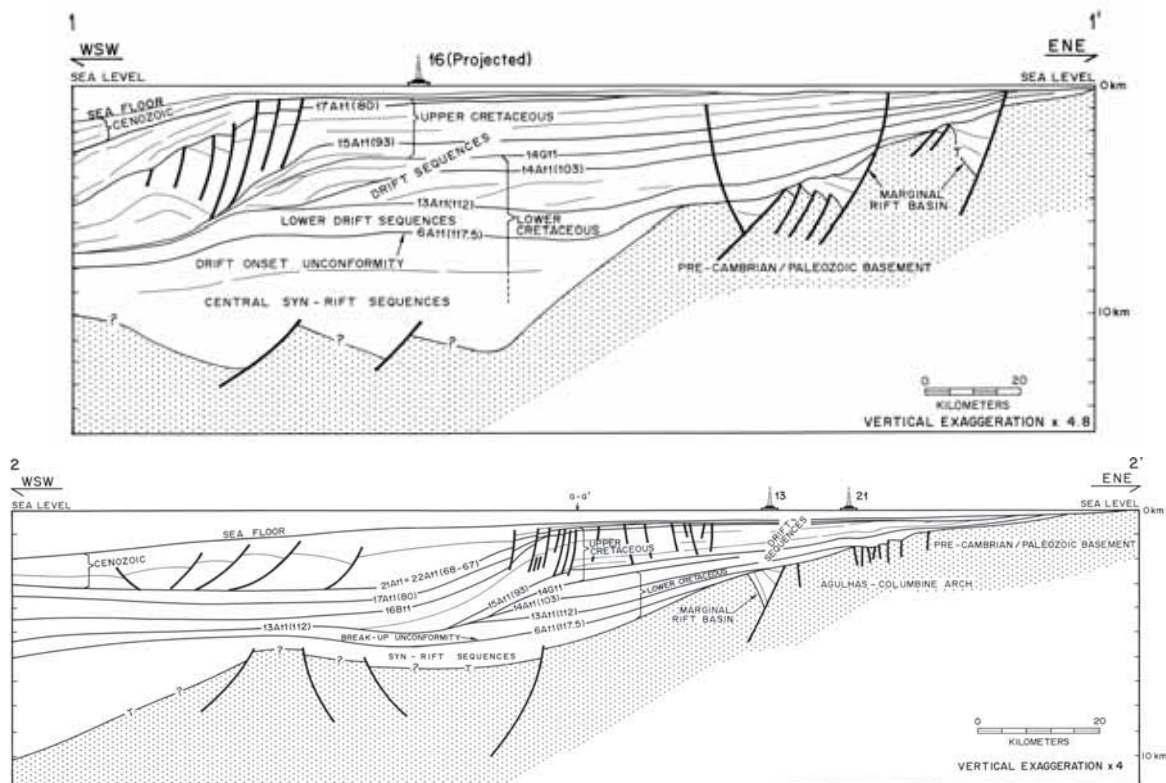
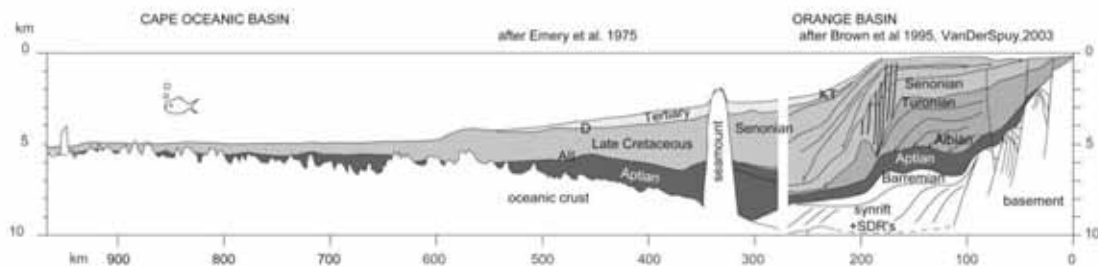
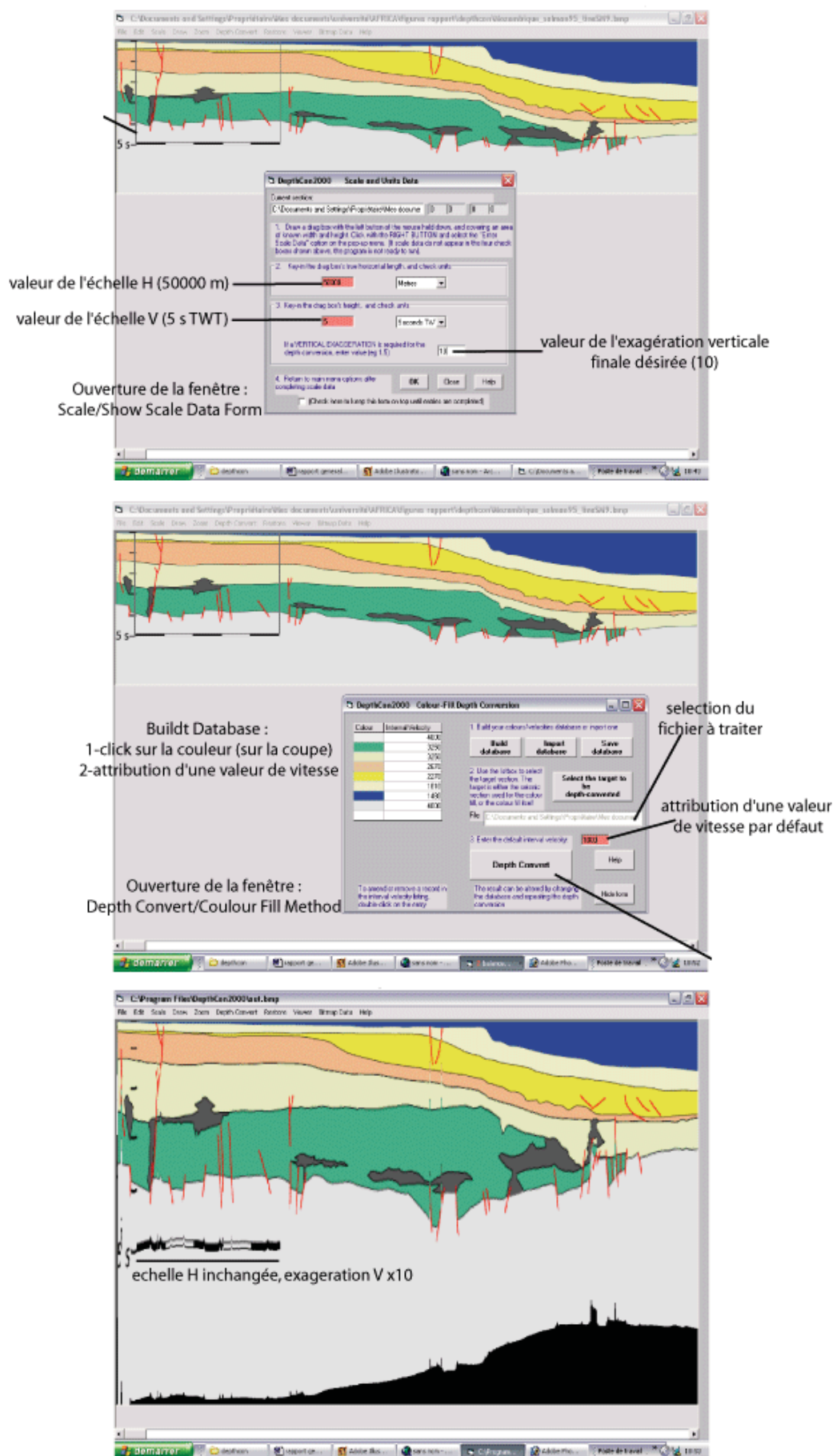
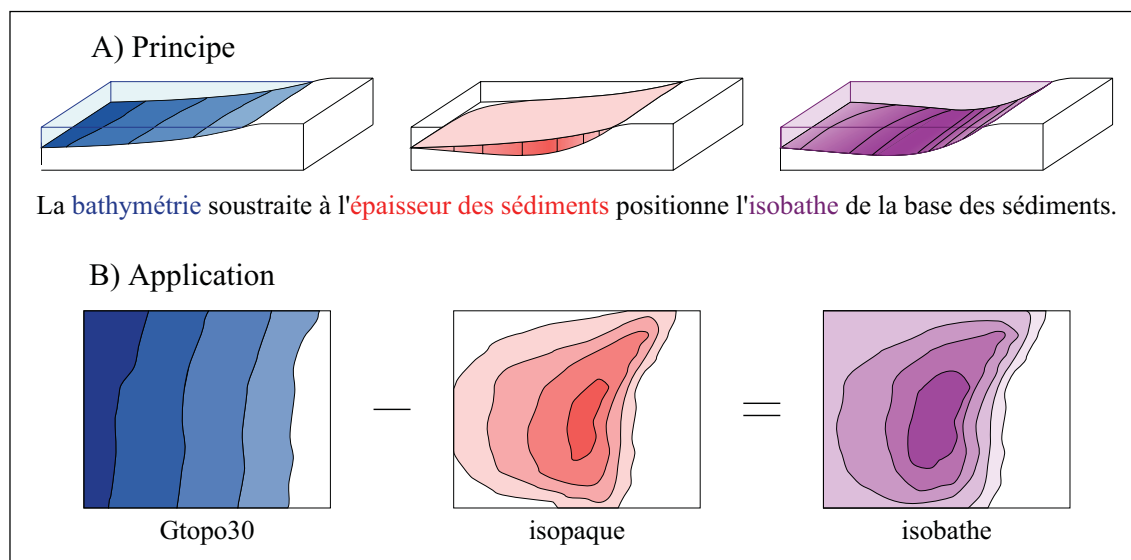


Figure 2. Three geoseismic sections illustrating variations in tectonostratigraphic style of margin. Section localities shown in Figure 1.

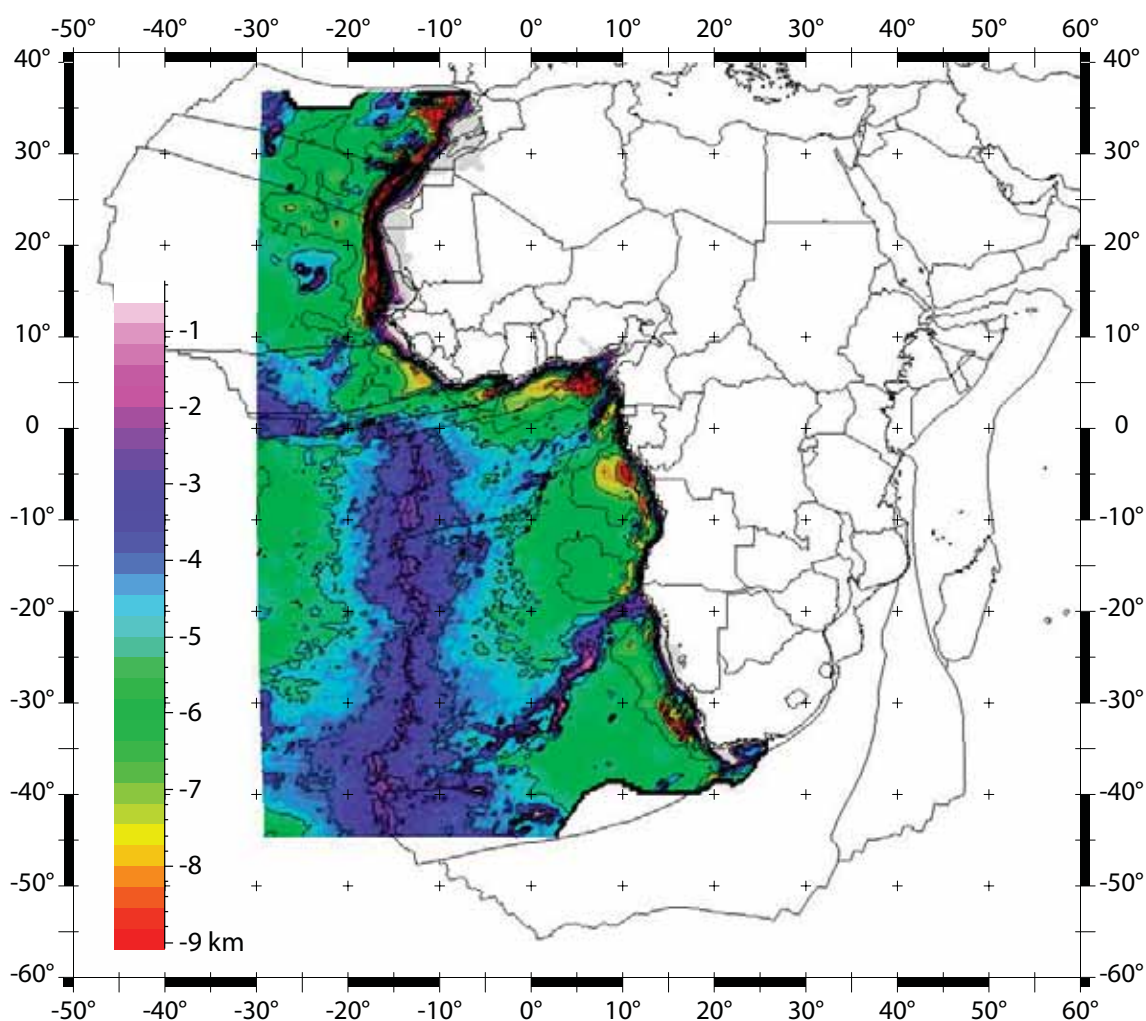


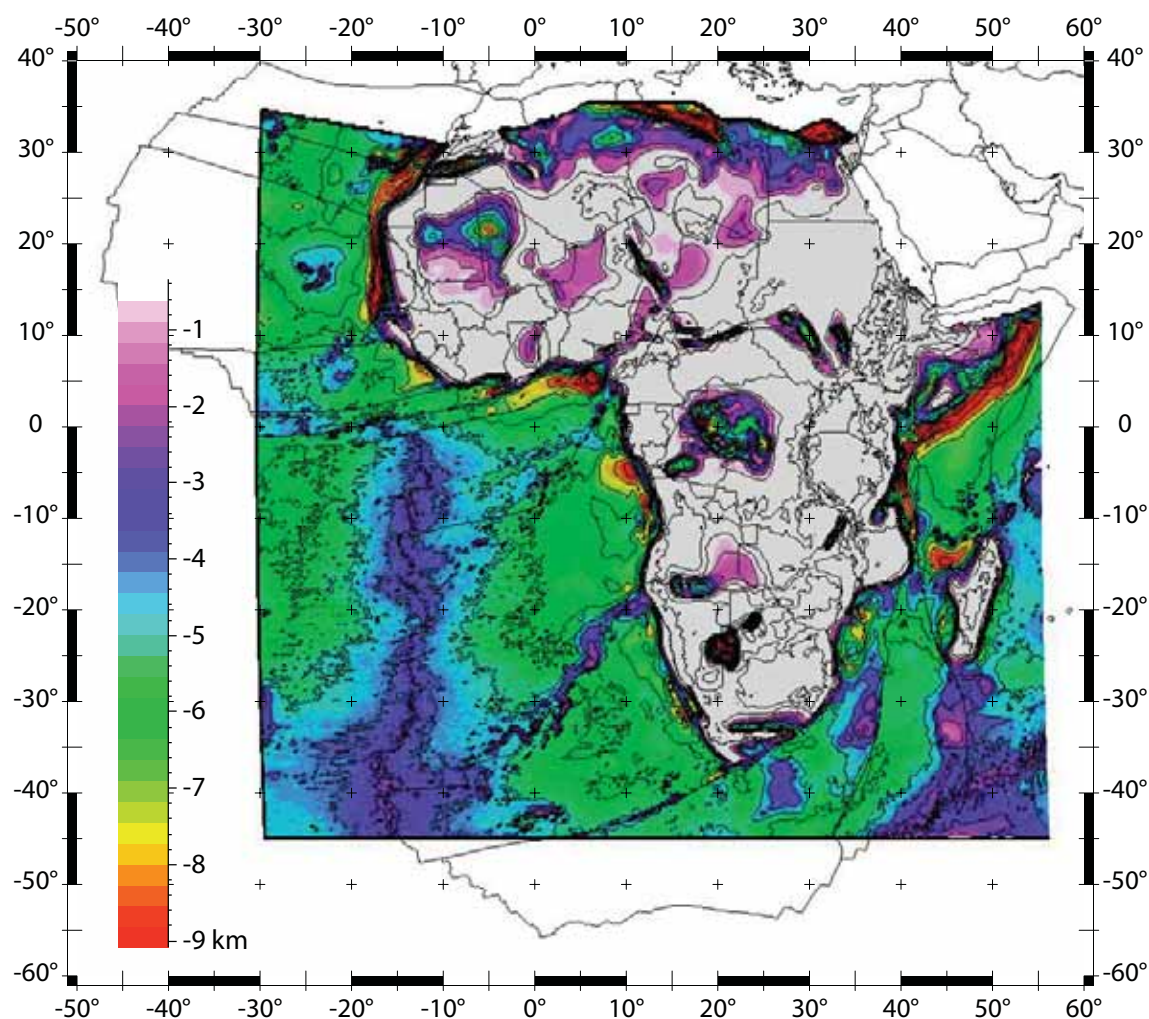






Annexe 8 : Carte isobathe du socle de l'Afrique d'après Emery et Uchupi (1984).





La carte isobathe du socle est par définition la profondeur que l'on obtient en soustrayant à la bathymétrie, l'épaisseur totale des sédiments donnée par la carte d'isopaque totale (Annexe 7). Les Annexes 8 et 9 représentent les cartes isobathes du socle respectivement selon Emery et Uchupi (1984) et EXXON (1985) qui ont été construites en utilisant le géomodeleur Gocad (Mallet, 2002, <http://www.earthdecision.com>).

Les fichiers numériques importés dans le géomodeleur Gocad (Mallet, 2002 ; <http://www.earthdecision.com>) sont transférés du système de projection WGS 1984 dans un système de projection qui conserve les distances à l'aide du script intitulé «latlong2utm» suivant:

```

BEGIN {
    {
        xi=0;
        A=0;
        n=0;
        nu=0;
        tseta=0;
        B_sub_phi=0;
        delta_lambda=0;
        lambda_0=0;
        lambda=0;
        phi=0;
        cos2_phi=0;
        A1=0;
        A2=0;
        J2=0;
        J4=0;
        J6=0;
        alpha=0;
        beta=0;
        gamma=0;
        cos2_phi=0;
        hayford_e2= 0.0067681703;
        hayford_c= 6399936.609;
        hayford_a=6378388.0;
        zone=0;
        merid=0;
    }

    Xlon=X;
    Ylat=Y;
    phi = Ylat * 3.14159 / 180.0;
    lambda = Xlon * 3.14159 / 180.0;
    longzone=667916.95*cos(phi);

    huso = (Xlon / 6.0) + 31;
    while (huso < 1) huso += 60;
    zone=round(huso-0.5);

    merid=6.0 * huso - 183.0;

    lambda_0 = (merid* 3.14159) / 180.0;

    delta_lambda = lambda - lambda_0;
    A = cos(phi) * sin(delta_lambda);
    xi = (1.0 / 2.0) * log( (1.0+A) / (1.0-A) );
    n = atan2( tan(phi), cos(delta_lambda) ) - phi;
    cos2_phi = pow(cos(phi), 2.0);
    nu = hayford_c * 0.9996 / pow( (1.0 + hayford_e2 * cos2_phi), 0.5);
    tseta = hayford_e2 / 2.0 * xi * xi * cos2_phi;

    cos2_phi= pow(cos(phi), 2.0);
    A1 = sin( 2.0 * phi);
    A2 = A1 * cos2_phi;
    J2 = phi + A1 / 2.0;
    J4 = (3.0 * J2 + A2) / 4.0;
    J6 = (5.0 * J4 + A2 * cos2_phi) / 3.0;
    alpha = 3.0/4.0 * hayford_e2;
    beta = 5.0/3.0 * pow(alpha, 2.0);
    gamma = 35.0/27.0 * pow(alpha, 3.0);
    B_sub_phi = (0.9996 * hayford_c * (phi - alpha * J2 + beta * J4
    - gamma * J6));

    Yutm = n * nu * (1.0 + tseta) + B_sub_phi;
    Xutm = xi * nu * (1.0 + tseta/3.0)+500000.0;

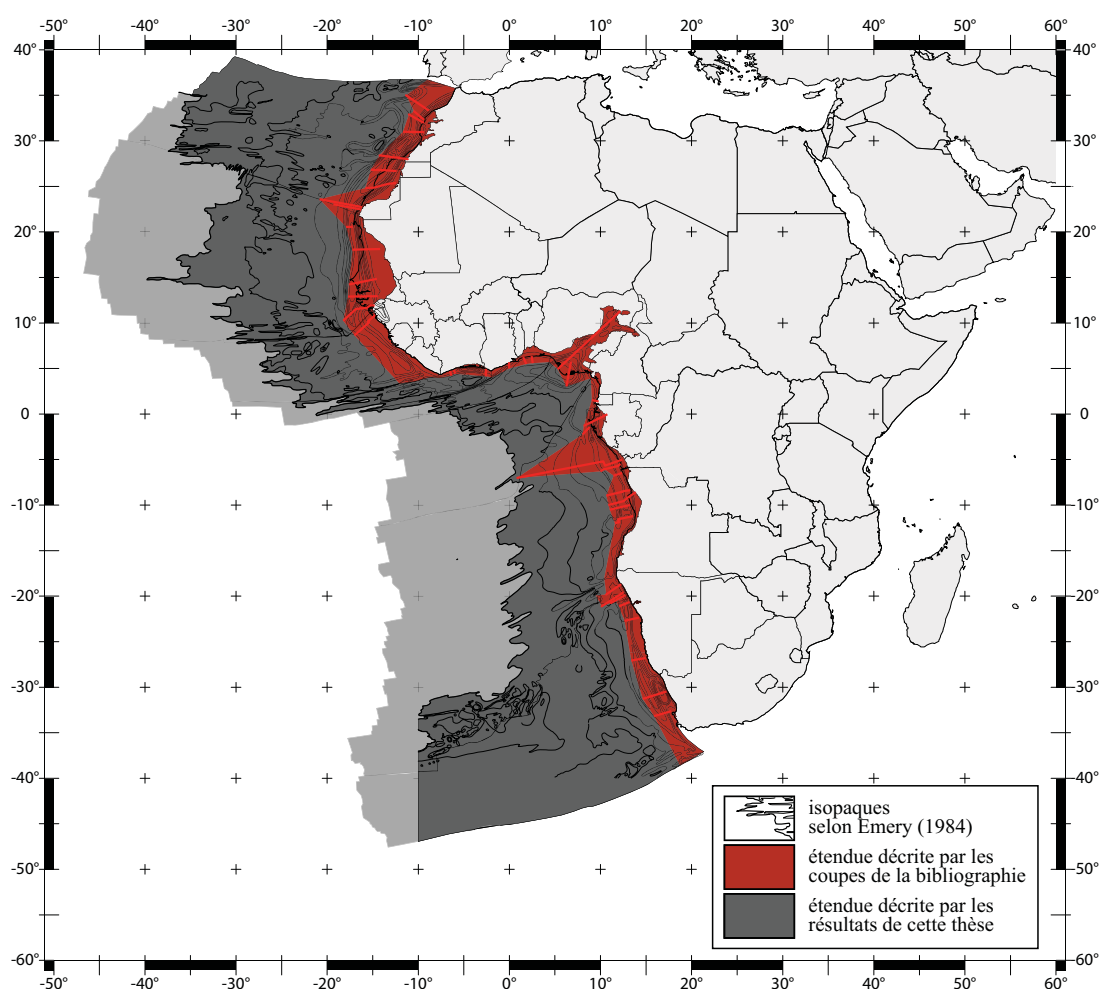
    Xutm+=((huso-34)*longzone);

    X=Xutm;
    Y=Yutm;
    Zkm=Z;
    Z=Zm=Zkm*1000;

    }
}

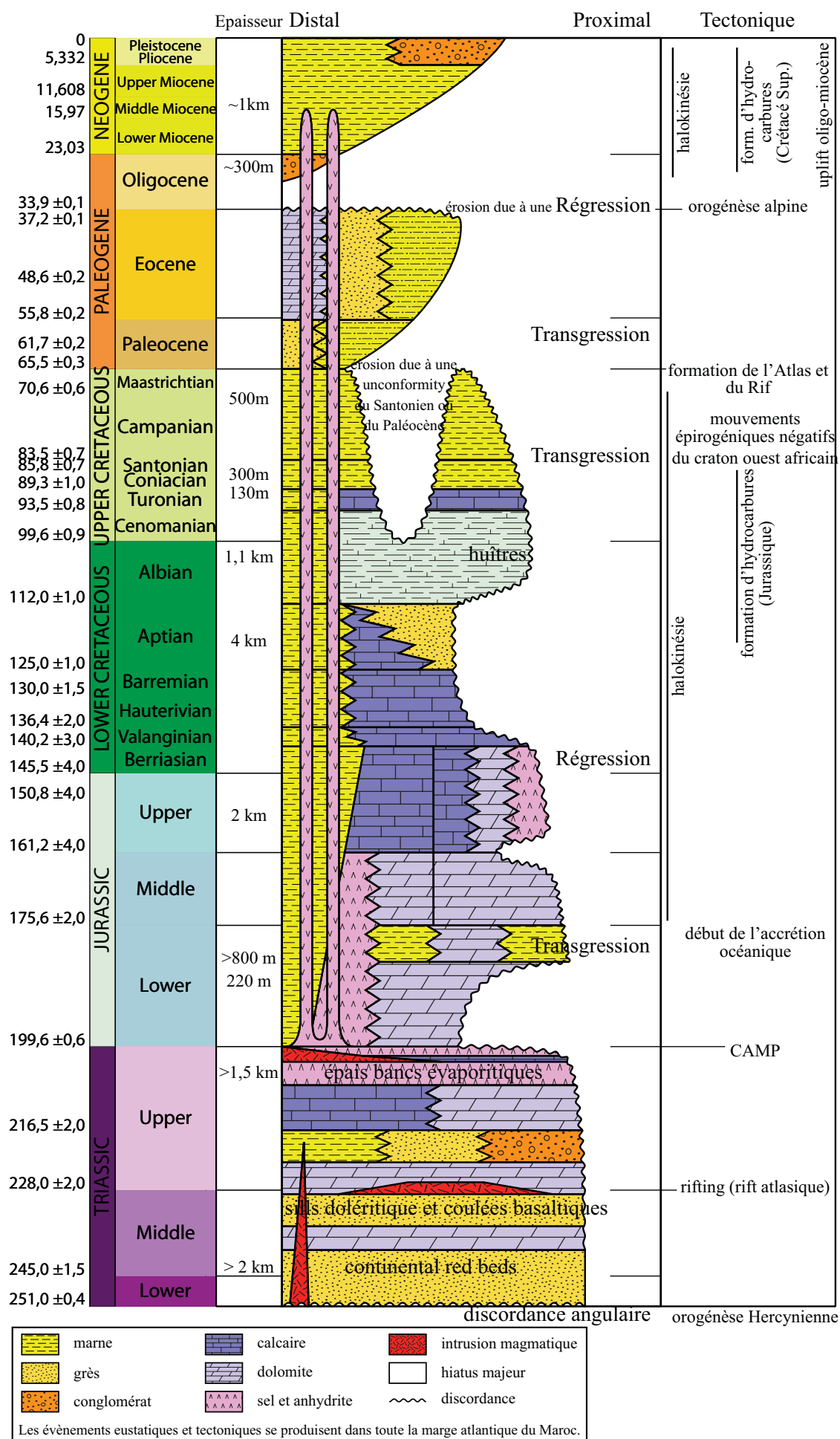
```

Annexe 11 : Carte de l'étendue décrite par les résultats ou par les coupes de la bibliographie.



Marge	Volume total de sédiments donné par l'isopaque totale d'Emery (1984) (en km ³)...	... dont le volume décrit par les données de la bibliographie (en km ³)...	... soit (en %)	Volume total de sédiments donné par l'isopaque totale d'EXXON (1985) (km ³)...	... dont le volume décrit par les données de la bibliographie (en km ³)...	... soit (en %)
1. atlantique du Maroc	13,6.10 ⁶	3,0.10 ⁶	22	9,3.10 ⁶	1,9.10 ⁶	20
2. Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry	6,6.10 ⁶	2,9.10 ⁶	44	7,8.10 ⁶	2,9.10 ⁶	40
3. Nord du Golfe de Guinée	3,9.10 ⁶	1,4.10 ⁶	36	5,1.10 ⁶	1,4.10 ⁶	34
4. Sud du Golfe de Guinée	5,3.10 ⁶	2,9.10 ⁶	54	7,8.10 ⁶	2,6.10 ⁶	43
5. Namibie-Afrique du Sud	2,1.10 ⁶	1,3.10 ⁶	65	5,1.10 ⁶	1,3.10 ⁶	27
total	31,5.10⁶	11,5.10⁶	37	35,1.10⁶	10,1.10⁶	32

La carte illustre l'étendue décrite par les coupes régionales de la bibliographie (en reliant les points amonts et avals de leurs traits de coupe) (en rouge) par rapport à celle décrite par les résultats obtenus dans cette thèse (en gris). Une fois rentrée dans le modèle 3D construit sous Gocad, le tableau ci-dessus a pu être rempli.



Annexes des Résultats
(chapitres 4 et 5)

Chacun des tableaux suivants indique les aires et les taux de sédimentation d'une coupe extrapolée au cours du temps. Les lignes correspondent ainsi aux différentes séquences stratigraphiques des coupes. Les colonnes présentent successivement, pour chacun des scénarios d'extrapolation envisagés (A, B, C et D), l'aire des sédiments (en km²) et le taux de sédimentation (en m/Ma), tout d'abord non pondérés puis pondérés par la proportion de sédiments terrigènes (dont le pourcentage est précisé).

coupe 1.1_Mazagan

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Jurassique	353	0	23,8	0	0	346	0	23,5	0
Berriasien-Aptien	207	0	15,7	0	0	190	0	15,3	0
Albien-Cénomanién	253	0	27,0	0	0	271	0	29,4	0
Turonien-Oligocène	204	204	5,6	5,6	100	210	210	5,8	5,8
Néogène	172	172	16,0	16,0	100	172	172	16,0	16,0

coupe 1.2_Doukkala Nord

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias	414	311	27,1	20,3	75	389	292	26,6	20,0
Trias Supérieur	414	311	49,1	36,8	75	389	292	48,2	36,2
Norien-Réthien	414	311	82,5	61,9	75	389	292	81,0	60,8
Jurassique	690	0	27,6	0	0	747	0	30,0	0
Crétacé Inférieur	226	0	9,6	0	0	318	0	13,5	0
Crétacé Supérieur	104	0	6,2	0	0	127	0	7,4	0
Paléogène	232	232	12,3	12,3	100	158	158	8,4	8,4
Néogène	158	158	11,6	11,6	100	147	147	10,7	10,7

coupe 1.3_Doukkala Sud

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias	294	220	32,4	24,3	75	294	220	32,4	24,3
Trias Supérieur	294	220	58,6	44,0	75	294	220	58,6	44,0
Norien-Réthien	294	220	98,5	73,9	75	294	220	98,5	73,9
Jurassique	493	0	23,4	0	0	497	0	23,4	0
Crétacé Inférieur	264	0	12,1	0	0	200	0	9,2	0
Crétacé Supérieur	90	0	10,8	0	0	195	0	14,3	0
Cénozoïque	206	206	7,3	7,3	100	167	167	5,9	5,9

coupe 1.4_Essaouira

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias	126	95	11,0	8,3	75	126	95	11,0	8,3
Trias Supérieur	126	95	20,0	15,0	75	126	95	20,0	15,0
Norien-Réthien	126	95	33,5	25,1	75	126	95	33,5	25,1
Jurassique	455	91	14,7	2,9	20	407	81	15,8	3,2
Crétacé Inférieur	763	382	14,0	7,0	50	714	357	15,9	7,9
Crétacé Supérieur	521	495	9,0	8,5	95	591	562	10,2	9,7
Cénozoïque	723	651	6,8	6,1	90	750	675	7,1	6,4

coupe 1.5_Tarfaya

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias	64	48	7,1	5,3	75	64	48	7,1	5,3
Trias Supérieur	64	48	12,9	9,7	75	64	48	12,9	9,7
Norien-Réthien	64	48	21,6	16,2	75	64	48	21,6	16,2
Jurassique Inférieur	93	46	25,1	12,6	50	93	46	25,1	12,6
Jurassique Moy-Sup	509	76	31,3	4,7	15	334	50	65,9	9,9
Crétacé Inférieur	561	505	10,4	9,4	90	655	589	13,5	12,1
Crétacé Supérieur	319	64	7,5	1,5	20	401	80	9,4	1,9
Cénozoïque	1110	999	13,7	12,3	90	1110	999	13,7	12,3

coupe 1.6_Cap Boujdour Nord

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias	747	635	45,6	38,7	85	933	793	54,3	46,1
Trias Supérieur	747	635	82,5	70,1	85	933	793	98,2	83,5
Norien-Réthien	747	635	138,6	117,8	85	933	793	165,1	140,3
Jurassique	1039	0	44,6	0	0	854	0	36,7	0
Crétacé Inférieur	1557	1557	24,1	24,1	100	1557	1557	24,1	24,1
Crétacé Supérieur	380	0	10,3	0	0	380	0	10,3	0
Cénozoïque	983	639	11,2	7,3	65	983	639	11,2	7,3

coupe 1.7_Cap Boujdour Sud

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias	276	235	20,8	17,6	85	606	515	28,8	24,5
Trias Supérieur	276	235	37,6	31,9	85	606	515	52,1	44,3
Norien-Réthien	276	235	63,1	53,7	85	606	515	87,6	74,5
Jurassique	1297	0	47,1	0	0	886	0	33,0	0
Crétacé Inférieur	1235	1235	21,2	21,2	100	1166	1166	20,0	20,0
Crétacé Supérieur	520	0	13,1	0	0	670	0	14,5	0
Cénozoïque	882	573	9,9	6,4	65	882	573	9,9	6,4

coupe 1.8_Dakhla Nord

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias Supérieur	20	17	19,7	16,7	85	20	17	19,7	16,7
Norien-Réthien	20	17	33,0	28,1	85	20	17	33,0	28,1
Juras.-Berriasien	507	25	44,6	2,2	5	507	25	44,6	2,2
Valanginen-Albien	334	334	24,4	24,4	100	655	327	15,5	7,8
Crétacé Supérieur	458	0	23,8	0	0				
Paléogène	348	226	13,4	8,7	65	573	372	22,0	14,3
Néogène	552	359	39,1	25,4	65	464	302	32,9	21,4

coupe 1.9_Dakhla Nord

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias Supérieur	80	68	54,9	46,6	85	80	68	54,9	46,6
Norien-Réthien	80	68	92,2	78,4	85	80	68	92,2	78,4
Juras.-Berriasien	494	25	51,4	2,6	5	494	25	51,4	2,6
Valanginen-Albien	242	242	22,4	22,4	100	435	217	18,0	9,0
Crétacé Supérieur	347	0	31,2	0	0				
Paléogène	322	209	21,9	14,2	65	635	413	34,8	22,7
Néogène	508	330	50,0	32,5	65	349	227	34,4	22,3

coupe 2.1_Mauritanie Nord

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
J. (193-145,5)	691	0	20,3	0	619	0	35,3	0	532	0	49,7	0	0
J. (175,6-145,5)	691	0	32,0	0	619	0	55,7	0	532	0	78,5	0	0
Crétacé Inf.	611	0	10,6	0	631	0	11,4	0	530	0	14,8	0	0
Crétacé Sup.	828	828	14,1	14,1	881	881	15,0	15,0	1066	1066	18,2	18,2	100
Paléoc.-Eocène	565	508	10,9	9,8	565	508	10,9	9,8	565	508	10,9	9,8	90
Oligocène	151	151	48,2	48,2	151	151	48,2	48,2	151	151	48,2	48,2	100
Néogène	718	682	19,9	18,9	718	682	19,9	18,9	671	638	18,6	17,6	95

coupe 2.2_Mauritanie Sud

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
T. (251-199,6)	158	158	19,2	19,2	158	158	19,2	19,2	158	158	19,2	19,2	100
Trias (251-193)	158	158	17,0	17,0	158	158	17,0	17,0	158	158	17,0	17,0	100
T. (251-175,6)	158	158	13,1	13,1	158	158	13,1	13,1	158	158	13,1	13,1	100
J. (193-145,5)	321	0	9,1	0	278	0	10,5	0	244	0	15,7	0	0
J. (175,6-145,5)	321	0	14,4	0	278	0	16,5	0	244	0	24,7	0	0
Berr.-Barrém.	333	0	15,7	0	276	0	18,0	0	220	0	23,4	0	0
Aptien-Albien	435	0	16,0	0	399	0	17,7	0	399	0	21,0	0	0
Cénom.-Turo.	228	228	17,7	17,7	246	246	22,3	22,3	263	263	26,0	26,0	100
Coniac.-Maastr.	432	432	13,5	13,5	429	429	13,6	13,6	414	414	15,8	15,8	100
Paléoc.-Eocène	352	316	5,7	5,2	474	426	7,7	7,0	561	505	9,1	8,2	90
Oligocène	7	7	14,8	14,8	7	7	14,8	14,8	7	7	14,8	14,8	100
Miocène	618	618	21,9	21,9	618	618	21,9	21,9	655	655	23,2	23,2	100
Plio-Pléisto.	322	306	45,1	42,8	322	306	45,1	42,8	286	272	50,5	47,9	95

coupe 2.3_Sénégal Nord

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias (251-193 Ma)	215	215	6,8	6,8	100	215	215	6,8	6,8
Trias (251-175,6 Ma)	215	215	5,2	5,2	100	215	215	5,2	5,2
J. (193-145,5)	548	0	19,3	0	0	526	0	26,7	0
J. (175,6-145,5)	548	0	30,5	0	0	526	0	42,1	0
Berriasien-Aptien	162	81	23,8	11,9	50	162	81	23,8	11,9
Albien	269	134	37,5	18,7	50	269	134	37,5	18,7
Cénomanién	120	117	67,7	66,3	98	120	117	67,7	66,3
Turonien	47	46	37,9	37,2	98	47	46	37,9	37,2
Coniacien-Maastr.	590	578	14,5	14,2	98	554	543	13,6	13,3
Paléogène	705	388	9,1	5,0	55	763	420	9,8	5,4
Néogène	647	349	24,4	13,2	54	647	349	24,4	13,2

coupe 2.4_Sénégal Sud

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Trias-Jurassique Inf.	323	65	32,4	6,5	20	323	65	32,4	6,5
Jurassique Moy.	297	0	64,9	0	0	297	0	64,9	0
Jurassique Sup.	463	0	47,8	0	0	392	0	48,2	0
Berriasien-Barrém.	457	224	24,9	12,2	49	491	241	33,8	16,6
Aptien	206	101	14,6	7,1	49	228	112	16,1	7,9
Albien	616	308	32,4	16,2	50	601	300	37,6	18,8
Cénomanién	115	115	65,9	65,9	100	115	115	65,9	65,9
Turonien	73	73	55,9	55,9	100	73	73	55,9	55,9
Coniacien-Maastr.	605	605	14,6	14,6	100	605	605	14,6	14,6
Paléogène	545	300	6,9	3,8	55	545	300	6,9	3,8
Néogène	282	138	9,0	4,4	49	282	138	9,0	4,4

coupe 2.5_Guinée Bissau Nord

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
T. (251-199,6)	336	17	31,7	1,6	318	16	31,2	1,6	318	16	31,2	1,6	5
Trias (251-193)	336	17	28,1	1,4	318	16	27,7	1,4	318	16	27,7	1,4	5
T. (251-175,6)	336	17	21,6	1,1	318	16	21,3	1,1	318	16	21,3	1,1	5
J. (193-145,5)	259	0	18,4	0	229	0	21,9	0	202	0	20,8	0	0
J. (175,6-145,5)	259	0	29,0	0	229	0	34,5	0	202	0	32,8	0	0
Berr-Aptien Inf	261	128	21,8	10,7	235	115	20,7	10,1	212	104	23,3	11,4	49
Apt.Sup-Albien	347	87	56,3	14,1	386	96	63,2	15,8	382	96	78,6	19,7	25
Crétacé sup.	573	573	28,7	28,7	606	606	30,4	30,4	660	660	33,1	33,1	100
Paléogène	103	57	5,2	2,8	103	57	5,2	2,8	103	57	5,2	2,8	55
Néogène	310	152	23,5	11,5	310	152	23,5	11,5	310	152	23,5	11,5	49

coupe 2.6_Guinée Bissau Sud

	A				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Trias (251-193 Ma)	827	124	50,5	7,6	15
Trias (251-175,6 Ma)	827	124	38,8	5,8	15
Jurassique (193-145,5 Ma)	44	44	16,2	16,2	100
Jurassique (175,6-145,5 Ma)	44	44	25,6	25,6	100
Berriasien-Barrémien	273	134	65,7	32,2	49
Aptien-Albien	299	102	40,1	13,6	34
Crétacé Supérieur	703	703	15,4	15,4	100
Cénozoïque	530	345	6,2	4,1	65

coupe 3.1_ Côte d'Ivoire Ouest

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Valang.-Albien	585	555	55,4	52,6	441	419	41,8	39,7	273	260	25,9	24,6	95
Aptien-Albien	585	555	88,5	84,1	441	419	66,8	63,5	273	260	41,4	39,3	95
Cénom.-Santo.	271	136	55,1	27,5	228	114	48,7	24,4	228	114	48,7	24,4	50
Camp.-Eocène	557	446	13,4	10,7	600	480	14,5	11,6	600	480	9,1	7,3	80
Oligocène	49	49	30,4	30,4	111	111	42,4	42,4	134	134	51,1	51,1	100
Néogène	409	200	26,3	12,9	347	170	22,3	10,9	324	159	20,8	10,2	49

coupe 3.2_ Côte d'Ivoire

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Valang.-Albien	567	539	60,0	57,0	402	382	42,6	40,4	290	276	30,7	29,2	95
Aptien-Albien	567	539	95,9	91,1	402	382	68,0	64,6	290	276	49,1	46,7	95
Cénom.-Turo.	13	7	27,7	13,9	13	7	27,7	13,9	13	7	27,7	13,9	50
Coniac-Mastr.	335	268	41,0	32,8	335	268	41,0	32,8	335	268	41,0	32,8	80
Paléoc.-Eocène	385	327	16,5	14,0	385	327	16,5	14,0	385	327	16,5	14,0	85
Oligocène	141	141	50,1	50,1	115	115	47,5	47,5	38	38	21,8	21,8	100
Néogène	367	180	19,1	9,4	393	193	20,4	10,0	470	230	24,4	12,0	49

coupe 3.3_ Côte d'Ivoire Est

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Valang.-Albien	306	306	51,1	51,1	241	241	40,2	40,2	164	164	27,5	27,5	100
Aptien-Albien	306	306	81,7	81,7	241	241	64,3	64,3	164	164	43,9	43,9	100
Cénom.-Santo.	108	54	34,7	17,3	108	54	34,7	17,3	90	45	32,8	32,8	50
Camp.-Eocène	486	219	11,0	5,0	486	219	11,0	5,0	504	227	11,4	5,1	45
Oligocène	42	42	36,3	36,3	42	42	36,3	36,3	31	31	29,1	29,1	100
Néogène	509	254	26,2	13,1	509	254	26,2	26,2	520	260	26,7	13,4	50

coupe 3.4_ Ghana

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Valang.-Albien	53	53	58,2	58,2	53	53	58,2	58,2	53	53	58,2	58,2	100
Aptien	53	53	126,2	126,2	53	53	126,2	126,2	53	53	126,2	126,2	100
Albien	103	103	59,5	59,5	103	103	59,5	59,5	89	89	78,2	78,2	100
Cénom.-Santo.	474	237	30,0	15,0	474	237	30,0	15,0	341	170	37,5	18,8	50
Camp.-Eocène	438	197	8,9	4,0	438	197	8,9	4,0	572	257	11,6	5,2	45
Oligocène	84	84	28,2	28,2	248	248	42,6	42,6	248	248	42,6	42,6	100
Néogène	663	663	28,9	28,9	500	500	21,8	21,8	500	500	21,8	21,8	100

coupe 3.5_Togo

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Berriasien	64	64	285,6	285,6	64	64	285,6	285,6	64	64	285,6	285,6	100
Berr.-Barrém.	64	64	73,8	73,8	64	64	73,8	73,8	64	64	73,8	73,8	100
Valang.-Albien	98	98	12,9	12,9	48	48	13,2	13,2	39	39	14,7	14,7	100
Aptien-Albien	98	98	20,6	20,6	48	48	21,1	21,1	39	39	23,5	23,5	100
Cénom.-Santo.	285	142	40,6	20,3	319	159	34,4	17,2	416	208	26,1	13,1	50
Camp.-Eocène	660	297	13,5	6,1	529	238	10,8	4,9	626	282	12,8	5,8	45
Oligocène	346	346	65,7	65,7	346	346	65,7	65,7	164	164	45,4	45,4	100
Néogène	743	743	32,9	32,9	743	743	32,9	32,9	925	925	40,9	40,9	100

coupe 3.6_Bénin

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Berriasien	52	52	204,8	204,8	53	53	200,1	200,1	51	51	216,5	216,5	100
Berr.-Barrém.	52	52	53,0	53,0	53	53	51,7	51,7	51	51	56,0	56,0	100
Valang.-Albien	67	67	7,8	7,8	51	51	9,6	9,6	46	46	9,9	9,9	100
Aptien-Albien	67	67	12,5	12,5	51	51	15,4	15,4	46	46	15,8	15,8	100
Cénom.-Santo.	270	135	41,5	20,7	270	135	41,5	20,7	270	135	41,5	20,7	50
Camp.-Eocène	843	379	16,9	7,6	843	379	16,9	7,6	843	379	16,9	7,6	45
Oligocène	340	340	67,7	67,7	340	340	67,7	67,7	105	105	30,6	30,6	100
Néogène	813	813	35,8	35,8	813	813	35,8	35,8	1049	1049	46,2	46,2	100

coupe 3.7_Nigéria

	A				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Valanginien-Albien	624	612	39,2	38,4	98
Aptien-Albien	624	612	62,6	61,4	98
Crétacé Sup.-Eocène	282	127	11,6	5,2	45
Oligocène	116	116	81,9	81,9	100
Miocène	642	642	99,6	99,6	100
Pliocène	331	331	287,9	287,9	100
Pléistocène	88	88	144,5	144,5	100

coupe 3.8_Bénoué

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Valanginien-Albien	1086	1065	44,8	43,9	98	1086	1065	44,8	43,9
Aptien-Albien	1086	1065	71,7	70,2	98	1086	1065	71,7	70,2
Cénom.-Santonien	636	477	67,9	50,9	75	636	477	67,9	50,9
Campanien-Maastr.	275	137	23,3	11,6	50	275	137	23,3	11,6
Paléocène-Eocène	370	351	18,6	17,7	95	370	351	18,6	17,7
Oligocène	261	261	132,8	132,8	100	261	261	132,8	132,8
Miocène	870	870	81,6	81,6	100	797	797	74,8	74,8
Plio.-Pléistocène	429	429	146,3	146,3	100	501	501	171,2	171,2

coupe 4.1_Guinée Equatoriale

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Aptien-Cénomanién	623	218	31,7	11,1	35	623	218	31,7	11,1
Turonien-Maastr.	126	126	23,3	23,3	100	126	126	23,3	23,3
Paléocène-Eocène	124	124	19,6	19,6	100	124	124	19,6	19,6
Oligocène	69	69	43,8	43,8	100	22	22	26,7	26,7
Néogène	101	101	21,1	21,1	100	148	148	30,9	30,9

coupe 4.2_Gabon

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Berriasien-Barrémien	765	727	87,1	82,8	95	681	647	99,5	94,6
Aptien	98	0	24,6	0	0	103	0	22,6	0
Albien	255	128	53,4	26,7	50	249	125	52,2	26,1
Cénomanién	130	65	58,5	29,3	50	130	65	58,5	29,3
Turonien	107	54	69,3	34,6	50	107	54	69,3	34,6
Maastrichtien	228	114	23,6	11,8	50	228	114	23,6	11,8
Paléogène	150	75	8,1	4,1	50	150	75	8,1	4,1
Néogène	499	250	52,6	26,3	50	499	250	52,6	26,3

coupe 4.3_Congo

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Berriasien-Barrémien	765	367	107,6	51,6	48	765	367	107,6	51,6
Aptien	260	0	54,6	0	0	260	0	54,6	0
Albien-Turonien	743	297	35,1	14,0	40	743	297	35,1	14,0
Maastrichtien	136	95	11,2	7,8	70	136	95	11,2	7,8
Paléocène-Mioc.Inf.	1027	822	18,4	14,7	80	1027	822	18,4	14,7
Miocène Moy.-Sup.	621	621	53,1	53,1	100	703	703	60,0	60,0
Pliocène	362	362	79,9	79,9	100	281	281	86,1	86,1

coupe 4.4_Angola A

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Berriasien-Barrémien	318	153	71,5	34,3	48	330	158	61,7	29,6
Aptien	128	0	46,0	0	0	128	0	46,0	0
Albien-Maastr.	525	263	16,7	8,3	50	562	281	17,4	8,7
Paléogène	348	278	9,2	7,4	80	341	273	8,4	6,7
Miocène Inférieur	668	668	85,6	85,6	100	637	637	81,7	81,7
Miocène Moyen	680	680	205,3	205,3	100	680	680	205,3	205,3
Mioc. Sup.-Pliocène	509	509	41,8	41,8	100	509	509	41,8	41,8

coupe 4.5_Angola A-B

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Berriasien-Barrémien	222	106	45,8	22,0	48	222	106	45,8	22,0
Aptien	62	0	38,1	0	0	62	0	38,1	0
Albien	421	147	53,2	18,6	35	421	147	53,2	18,6
Crétacé Sup.-Eocène	452	316	8,5	5,9	70	452	316	8,5	5,9
Oligocène	250	250	26,2	26,2	100	114	114	38,4	38,4
Miocène Inférieur	281	281	46,4	46,4	100	417	417	68,8	68,8
Miocène Moyen	734	734	152,0	152,0	100	734	734	152,0	152,0
Miocène Supérieur	399	399	51,1	51,1	100	399	399	51,1	51,1
Plio-Pléistocène	52	52	45,8	45,8	100	52	52	45,8	45,8

coupe 4.6_Angola B

	A				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Berriasien-Albien	420	202	82,1	39,4	48
Aptien	346	0	93,7	0	0
Albien-Maastr.	320	80	12,9	3,2	25
Paléogène	408	204	12,4	6,2	50
Miocène Inférieur	317	317	58,6	58,6	100
Miocène Moyen	387	387	80,3	80,3	100
Miocène Sup.-Pléistocène	260	260	15,7	15,7	100

coupe 4.7_Angola B-C

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Berriasien-Barrémien	223	107	67,4	32,4	48	223	107	67,4	32,4
Aptien	414	0	120,1	0	0	414	0	120,1	0
Albien	247	0	33,9	0	0	210	0	39,9	0
Crétacé Sup.-Eocène	223	112	5,4	2,7	50	260	130	6,3	3,2
Oligocène	93	93	15,3	15,3	100	93	93	15,3	15,3
Miocène	835	835	31,4	31,4	100	901	901	33,9	33,9
Pliocène	190	190	51,0	51,0	100	124	124	61,6	61,6

coupe 4.8_Angola C

	A				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Berriasien-Albien	103	49	33,9	16,3	48
Aptien	315	0	122,3	0	0
Albien-Maastr.	332	66	11,9	2,4	20
Paléogène	259	259	8,7	8,7	100
Miocène Inférieur	434	434	47,4	47,4	100
Miocène Moyen	414	414	75,0	75,0	100
Miocène Sup.-Pléistocène	319	319	19,4	19,4	100

coupe 4.9_Angola D

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Aptien	402	0	150,7	0	0	402	0	150,7	0
Albien-Maastr.	475	95	21,5	4,3	20	388	78	17,5	3,5
Paléogène	417	417	10,7	10,7	100	294	294	12,1	12,1
Miocène Inférieur	254	254	32,5	32,5	100	299	299	38,3	38,3
Miocène Moyen	343	343	55,6	55,6	100	408	408	66,1	66,1
Miocène Sup.-Pléistocène	436	436	23,5	23,5	100	449	449	24,2	24,2

coupe 5.1_Namibie A

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	353	177	67,6	33,8	50	353	177	67,6	33,8
Barrémien	11	9	18,0	15,3	85	11	9	18,0	15,3
Aptien-Albien	299	254	23,9	20,3	85	299	254	23,9	20,3
Cénomanién-Turonien	78	78	35,8	35,8	100	239	239	37,4	37,4
Coniacien-Maastr.	420	420	26,9	26,9	100	259	259	17,1	17,1
Cénozoïque	378	371	8,8	8,6	98	378	371	8,8	8,6

	C				%	D			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	353	177	67,6	33,8	50	522	261	44,5	22,2
Barrémien	11	9	18,0	15,3	85	11	9	18,0	15,3
Aptien-Albien	433	368	27,5	23,4	85	285	242	18,1	15,4
Cénomanién-Turonien	231	231	34,4	34,4	100	180	180	26,8	26,8
Coniacien-Maastr.	134	134	9,1	9,1	100	163	163	10,8	10,8
Cénozoïque	378	371	8,8	8,6	98	378	371	8,8	8,6

coupe 5.2_Namibie B

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	728	364	68,0	34,0	50	728	364	68,0	34,0
Barrémien-Aptien	258	219	25,5	21,7	85	258	219	25,5	21,7
Albien	20	18	13,3	11,7	88	20	18	13,3	11,7
Cénomanién	16	16	19,8	19,8	100	16	16	19,8	19,8
Turonien	176	176	69,6	69,6	100	58	58	48,4	48,4
Coniacien-Maastr.	202	202	13,7	13,7	100	319	319	21,7	21,7
Cénozoïque	573	561	13,2	13,0	98	573	561	13,2	13,0

	C				%	D			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	562	281	116,6	58,3	50	562	281	116,6	58,3
Barrémien-Aptien	333	283	35,9	30,5	85	333	283	35,9	30,5
Albien	20	18	13,3	11,7	88	20	18	13,3	11,7
Cénomanién	16	16	19,8	19,8	100	16	16	19,8	19,8
Turonien	212	212	84,8	84,8	100	49	49	53,5	53,5
Coniacien-Maastr.	257	257	17,5	17,5	100	420	420	28,6	28,6
Cénozoïque	573	561	13,2	13,0	98	573	561	13,2	13,0

coupe 5.3_Namibie C

	A				B				C				%
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma	
Syn-rift + SDR	533	267	57,1	28,5	533	267	57,1	28,5	150	75	27,3	13,6	50
Barr.-Aptien	104	88	7,3	6,2	104	88	7,3	6,2	220	187	22,7	19,3	85
Albien	12	11	8,7	7,6	12	11	8,7	7,6	12	11	8,7	7,6	88
Cénomanién	18	18	18,5	18,5	18	18	18,5	18,5	34	34	16,6	16,6	100
Turonien	47	47	15,5	15,5	23	23	24,6	24,6	74	74	39,5	39,5	100
Coniac-Maastr.	559	559	19,0	19,0	583	583	19,9	19,9	783	783	26,6	26,6	100
Cénozoïque	265	260	3,3	3,2	265	260	3,3	3,2	265	260	3,3	3,2	98

coupe 5.4_Orange 1

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	663	331	114,3	57,1	50	663	331	114,3	57,1
Barrémien-Aptien Inf.	560	476	105,7	89,8	85	560	476	105,7	89,8
Aptien Sup.-Aptien Inf.	176	155	64,2	56,5	88	176	155	64,2	56,5
Albien Moy.-Supérieur	118	118	91,1	91,1	100	118	118	91,1	91,1
Cénomanién	90	90	100,0	100,0	100	90	90	100,0	100,0
Turo.-Campanien Inf.	389	389	111,5	111,5	100	389	389	111,5	111,5
Campanien Sup.-Maastr.	1621	1621	66,2	66,2	100	1821	1821	74,4	74,4
Cénozoïque	569	557	5,5	5,4	98	369	361	3,6	3,5

	C				%	D			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	809	404	103,4	51,7	50	809	404	103,4	51,7
Barrémien-Aptien Inf.	279	237	52,7	44,8	85	194	165	88,1	74,9
Aptien Sup.-Aptien Inf.	176	155	64,2	56,5	88	176	155	64,2	56,5
Albien Moy.-Supérieur	118	118	91,1	91,1	100	118	118	91,1	91,1
Cénomanién	90	90	100,0	100,0	100	90	90	100,0	100,0
Turo.-Campanien Inf.	448	448	100,9	100,9	100	389	389	111,5	111,5
Campanien Sup.-Maastr.	1675	1675	68,4	68,4	100	1621	1621	66,2	66,2
Cénozoïque	369	361	3,6	3,5	98	569	557	5,5	5,4

coupe 5.5_Orange 2

	A				%	B			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	372	186	82,6	41,3	50	406	203	74,9	37,4
Barrémien-Aptien Inf.	114	97	52,0	44,2	85	295	251	84,5	71,8
Aptien Sup.-Aptien Inf.	25	22	24,9	21,9	88	25	22	24,9	21,9
Albien Moy.-Supérieur	32	32	49,3	49,3	100	32	32	49,3	49,3
Cénomanién	17	17	51,4	51,4	100	17	17	51,4	51,4
Turo.-Coniacien	277	277	124,1	124,1	100	277	277	124,1	124,1
Santonien-Camp. Inf.	231	231	53,9	53,9	100	231	231	53,9	53,9
Campanien Sup.-Maastr.	461	461	29,1	29,1	100	461	461	29,1	29,1
Cénozoïque	407	398	6,0	5,9	98	407	398	6,0	5,9

	C				%	D			
	km ²	km ²	m/Ma	m/Ma		km ²	km ²	m/Ma	m/Ma
Syn-rift + SDRs	372	186	82,6	41,3	50	406	203	74,9	37,4
Barrémien-Aptien Inf.	114	97	52,0	44,2	85	295	251	84,5	71,8
Aptien Sup.-Aptien Inf.	25	22	24,9	21,9	88	25	22	24,9	21,9
Albien Moy.-Supérieur	32	32	49,3	49,3	100	32	32	49,3	49,3
Cénomanién	17	17	51,4	51,4	100	17	17	51,4	51,4
Turo.-Coniacien	288	288	129,0	129,0	100	288	288	129,0	129,0
Santonien-Camp. Inf.	247	247	56,9	56,9	100	247	247	56,9	56,9
Campanien Sup.-Maastr.	507	507	32,0	32,0	100	507	507	32,0	32,0
Cénozoïque	334	328	5,0	4,9	98	334	328	5,0	4,9

Pour chacun des cinq tableaux suivants, les lignes correspondent aux différentes coupes du segment de marge et les colonnes aux différents stades d'évolution de l'étendue de la surface de sédimentation (chapitre 4). Lorsque la résolution stratigraphique d'une coupe donnée permet d'obtenir directement l'étendue de la surface de sédimentation à un âge donné, la case est vide. Lorsque les points amont et aval ont été déterminés au prorata de la durée, les âges des limites stratigraphiques inférieures et supérieures des coupes sont indiquées.

1. Marge atlantique du Maroc

	Trias	Jurassique	Crétacé Inf.	Crétacé Sup.	Actuel
1.1	absent		Aptien/Cénom.		
1.2					
1.3					
1.4					
1.5					
1.6					
1.7					
1.8		Trias/Berriasien			
1.9		Trias/Berriasien			

2. Marge Mauritanie-Guinée Bissau-Guinée Conakry

	Trias	Jurassique	Barrém.	Albien	Turonien	Maastr.	Paléogène	Actuel
2.1	absent		Jurassique /Albien		Albien/ Maastr.			
2.2								
2.3			Jurassique /Albien		Albien/ Maastr.			
2.4								
2.5					Albien/ Maastr.			
2.6							Maastr./Actuel	

3. Marge Nord du Golfe de Guinée

	Valanginien ou Aptien	Albien	Santonien	Eocène	Oligocène	Actuel
3.1	absent					
3.2	absent		Albien/Turo.			
3.3	absent					
3.4	absent					
3.5						
3.6						
3.7	absent					
3.8	absent					

4. Marge Sud du Golfe de Guinée

	Barrém.	Aptien (sel)	Albien	Cénom.	Turo.	Maastr.	Eocène	Oligo.	Mioc. Inf.	Mioc. Moy	Mioc. Sup.	Actuel
4.1	absent	absent	absent		Cénom. /Maastr.				Oligo./ Actuel	Oligo./ Actuel	Oligo./ Actuel	
4.2									Oligo./ Actuel	Oligo./ Actuel	Oligo./ Actuel	
4.3			Aptien/ Turo.	Aptien/ Turo.			Maastr./ Mio.Inf	Maastr./ Mio.Inf		Mioc. Inf/Sup		
4.4			Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.		Maastr./ Oligo.				M.Moy /Actuel	
4.5				Albien/ Eocène	Albien/ Eocène	Albien/ Eocène						
4.6			Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.		Maastr./ Oligo.				M.Moy /Actuel	
4.7				Albien/ Eocène	Albien/ Eocène	Albien/ Eocène			Oligo./ Actuel	Oligo./ Actuel	Oligo./ Actuel	
4.8			Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.		Maastr./ Oligo.				M.Moy /Actuel	
4.9	absent		Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.	Aptien/ Maastr.		Maastr./ Oligo.				M.Moy /Actuel	

5. Marge Namibie-Afrique du Sud

	Syn rift+ SDR (sr)	122 Ma (Apt.Inf.)	Aptien	106 Ma (Alb.Inf.)	Albien	Cénom.	Turonien	81 Ma Camp.Inf	Maastr.	Actuel
5.1		sr/ Barrém.	Barrém. /Albien	Barrém. /Albien		Albien/ Turo.		Turonien/ Maastr.		
5.2		sr/ Barrém.		Aptien/ Albien				Turonien/ Maastr.		
5.3		sr/ Barrém.		Aptien/ Albien				Turonien/ Maastr.		
5.4			Apt. Inf. /Alb. Inf.				Cénom./ Camp.Inf			
5.5			Apt. Inf. /Alb. Inf.				Cénom./ Camp.Inf			

Annexe 15 :
de 0 à 125 Ma

Exe 15 : à 125 Ma		Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge Nord du golfe de Guinée		Marge Sud du golfe de Guinée		Marge Namibie-Afri- que du Sud		Marge ouest- africaine		
		A non pondéré												
		(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	
0-5	99	20	385	77	472	94	147	29	60	12	1163	233	min	
	132	26	392	78	475	95	448	90	68	14	1516	303	best	
	133	27	392	78	469	94	448	90	79	16	1521	304	max	
5-10							291	58			1307	261	min	
							302	60			1370	274	best	
							302	60			1375	275	max	
10-15							621	124			1638	328	min	
							609	122			1676	335	best	
							609	122			1682	336	max	
15-20							475	95			1491	298	min	
							455	91			1522	304	best	
							453	91			1526	305	max	
20-25	91	18	322	64	344	69	280	56			1096	219	min	
	117	23	320	64	396	79	271	54			1172	234	best	
	122	24	320	64	393	79	270	54			1184	237	max	
25-30	77	15	224	45	146	29	91	18			597	119	min	
	94	19	210	42	274	55	102	20			747	149	best	
	105	21	210	42	276	55	101	20			772	154	max	
30-35					144	29	85	17			589	118	min	
					244	49	94	19			710	142	best	
					246	49	93	19			734	147	max	
35-65					133	27	66	13			560	112	min	
					138	28	66	13			576	115	best	
					137	27	66	13			597	119	max	
65-70	67	13	272	54			74	15	376	75	921	184	min	
	89	18	289	58			74	15	425	85	1015	203	best	
	101	20	340	68			78	16	452	90	1108	222	max	
70-80	66	13	277	55			75	15	411	82	962	192	min	
	88	18	298	60			75	15	465	93	1064	213	best	
	100	20	355	71			79	16	493	99	1164	233	max	
80-85					158	32			271	54	846	169	min	
					161	32			304	61	926	185	best	
					167	33			355	71	1057	211	max	
85-90			263	53	216	43	83	17	206	41	834	167	min	
			284	57	215	43	83	17	225	45	896	179	best	
			341	68	238	48	87	17	305	61	1072	214	max	
90-95			180	36			131	26	232	46	824	165	min	
			199	40			131	26	232	46	866	173	best	
			256	51			132	26	356	71	1084	217	max	
95-100	69	14	180	36	215	43	123	25	131	26	717	143	min	
	92	18	201	40	216	43	123	25	131	26	763	153	best	
	104	21	254	51	239	48	125	25	133	27	854	171	max	
100-105	107	21	185	37	203	41	125	25	51	10	670	134	min	
	131	26	220	44	225	45	125	25	53	11	754	151	best	
	141	28	233	47	243	49	129	26	57	11	803	161	max	
105-110									49	10	668	134	min	
									50	10	751	150	best	
									55	11	801	160	max	
110-115							123	25	71	14	688	138	min	
							123	25	72	14	771	154	best	
							127	25	96	19	840	168	max	
115-125							122	24	86	17	702	140	min	
							122	24	87	17	785	157	best	
							125	25	125	25	867	173	max	

Annexe 15 :
de 0 à 125 Ma

Année 15 : à 125 Ma	Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge Nord du golfe de Guinée		Marge Sud du golfe de Guinée		Marge Namibie-Afric-que du Sud		Marge ouest-africaine		
	B pondéré												
	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	
0-5	82	16	287	57	435	87	128	26	59	12	991	198	min
	104	21	293	59	415	83	418	84	67	13	1298	260	best
	105	21	293	59	412	82	418	84	78	16	1307	261	max
5-10							280	56			1144	229	min
							291	58			1171	234	best
							291	58			1179	236	max
10-15							598	120			1461	292	min
							586	117			1466	293	best
							586	117			1474	295	max
15-20							441	88			1304	261	min
							421	84			1300	260	best
							419	84			1307	261	max
20-25	74	15	235	47	322	64	254	51			944	189	min
	92	18	224	45	360	72	245	49			987	197	best
	96	19	224	45	359	72	243	49			1000	200	max
25-30	62	12	156	31	147	29	79	16			503	101	min
	74	15	118	24	274	55	89	18			621	124	best
	82	16	118	24	276	55	89	18			643	129	max
30-35					132	26	73	15			482	96	min
					232	46	81	16			571	114	best
					234	47	81	16			592	118	max
35-65					81	16	53	11			411	82	min
					84	17	53	11			395	79	best
					83	17	52	10			414	83	max
65-70	21	4,2	264	53			38	7,5	376	75	779	156	min
	22	4,5	279	56			38	7,5	407	81	829	166	best
	26	5,2	330	66			38	7,7	451	90	929	186	max
70-80	16	3,3	276	55			36	7,2	411	82	820	164	min
	17	3,3	297	59			36	7,2	445	89	878	176	best
	20	3,9	354	71			37	7,4	493	99	986	197	max
80-85					95	19			271	54	695	139	min
					98	20			297	59	743	149	best
					101	20			355	71	867	173	max
85-90			263	53	130	26	40	8,0	206	41	656	131	min
			283	57	130	26	40	8,0	225	45	695	139	best
			340	68	141	28	41	8,1	305	61	847	169	max
90-95			179	36			61	12	232	46	619	124	min
			198	40			61	12	232	46	638	128	best
			255	51			61	12	356	71	834	167	max
95-100	21	4,3	169	34	136	27	53	11	131	26	509	102	min
	23	4,6	187	37	137	27	53	11	131	26	531	106	best
	26	5,3	240	48	149	30	53	11	133	27	601	120	max
100-105	78	16	51	10	199	40	48	10	51	10	427	85	min
	98	20	60	12	220	44	48	10	53	11	479	96	best
	105	21	65	13	237	47	49	10	57	11	512	102	max
105-110									49	10	425	85	min
									50	10	476	95	best
									55	11	510	102	max
110-115							20	4,0	71	14	418	84	min
							20	4,0	72	14	470	94	best
							21	4,1	96	19	523	105	max
115-125							1,3	0,3	86	17	415	83	min
							1,3	0,3	87	17	467	93	best
							1,7	0,3	125	25	533	107	max

Annexe 15 : de 125 à 175,6 et de 125 à 193 Ma

	Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge Nord du golfe de Guinée		Marge Sud du golfe de Guinée		Marge Namibie-Africaine du Sud		Marge ouest-africaine		
	A non pondéré												
	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	
125-135 3(i)			252 275 275	50 55 55	3,2 5,2 5,2	0,6 1,0 1,0	120 131 124	24 26 25	182 186 282	36 37 56	665 728 827	133 146 165	min best max
135-140 3(i)									254 261 314	51 52 63	736 803 859	147 161 172	min best max
140-145 3(i)									282 290 326	56 58 65	764 832 871	153 166 174	min best max
2(α) 145-150 3(i) et 4 : 145,5	72 101 111	14 20 22	123 146 146	25 29 29	0,3 0,5 0,5	0,1 0,1 0,1	12 13 12	2,4 2,6 2,5			490 551 596	98 110 119	min best max
2(α) 150-155 5 : 150,8	69 97 108	14 19 22	109 132 132	22 26 26					45 46 52	9,0 9,3 10	223 276 292	45 55 58	min best max
2(α) 155-175											178 229 240	36 46 48	min best max
2 (α) et 6 175-175,6			13 16 16	2,6 3,2 3,2							21 28 29	4,3 5,5 5,8	min best max

125-135 3(ii)		21 26 28	252 275 275	50 55 55	127 141 152	25 28 30	120 131 124	24 26 25	182 186 282	36 37 56	789 863 974	158 173 195	min best max
135-140 3(ii)									254 261 314	51 52 63	860 938 1005	172 188 201	min best max
140-145 3(ii)					17 25 25	3,4 5,0 5,1			282 290 326	56 58 65	778 852 891	156 170 178	min best max
2(β) 145-150 3(ii) et 4 : 145,5	72 101 111	14 20 22	87 103 103	17 21 21	0,3 0,5 0,5	0,1 0,1 0,1	12 13 12	2,4 2,6 2,5			454 507 553	91 101 111	min best max
2(β) 150-155 5 : 150,8	69 97 108	14 19 22	69 84 84	14 17 17					45 46 52	9,0 9,3 10	183 228 243	37 46 49	min best max
2(β) 155-190											138 181 191	28 36 38	min best max
190-193 2(β) et 6			41 50 50	8,3 10 10							83 109 115	17 22 23	min best max

Annexe 15 : de 125 à 175,6 et de 125 à 193 Ma

	Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge Nord du golfe de Guinée		Marge Sud du golfe de Guinée		Marge Namibie-Afrique du Sud		Marge ouest-africaine		
	B pondéré												
	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	
125-135 3(i)			104	21	3,2	0,6	79	16	182	36	446	89	min
			111	22	5,2	1,0	87	17	186	37	487	97	best
			111	22	5,2	1,0	81	16	282	56	584	117	max
135-140 3(i)									254	51	517	103	min
									261	52	562	112	best
									314	63	616	123	max
140-145 3(i)									282	56	545	109	min
									290	58	592	118	best
									326	65	628	126	max
2(α) 145-150 3(i) et 4 : 145,5	13	2,6	21	4,2	0,3	0,1	7,9	1,6			324	65	min
	14	2,9	22	4,4	0,5	0,1	8,7	1,7			336	67	best
	17	3,4	22	4,4	0,5	0,1	8,1	1,6			374	75	max
2(α) 150-155 5 : 150,8	6,0	1,2	12	2,4					45	9,0	63	13	min
	5,2	1,0	12	2,4					46	9,3	64	13	best
	7,4	1,5	12	2,4					52	10	71	14	max
2(α) 155-175											18	3,6	min
											17	3,4	best
											19	3,9	max
2 (α) et 6 175-175,6			1,4	0,3							2,1	0,4	min
			1,4	0,3							2,1	0,4	best
			1,4	0,3							2,3	0,5	max

125-135 3(ii)		16 20 21	104 111 111	21 22 22	125 138 148	25 28 30	79 87 81	16 17 16	182 186 282	36 37 56	567 620 727	113 124 145	min best max
135-140 3(ii)									254 261 314	51 52 63	639 695 759	128 139 152	min best max
140-145 3(ii)					17 25 25	3,3 4,9 5,0			282 290 326	56 58 65	559 611 648	112 122 130	min best max
2(β) 145-150 3(ii) et 4 : 145,5	13 14 17	2,6 2,9 3,4	17 18 18	3,4 3,6 3,6	0,3 0,5 0,5	0,1 0,1 0,1	7,9 8,7 8,1	1,6 1,7 1,6			320 332 370	64 66 74	min best max
2(β) 150-155 5 : 150,8	6,0 5,2 7,4	1,2 1,0 1,5	7,5 7,5 7,5	1,5 1,5 1,5					45 46 52	9,0 9,3 10	59 59 67	12 12 13	min best max
2(β) 155-190											14 13 15	2,7 2,6 3,0	min best max
190-193 2(β) et 6			4,5 4,5 4,5	0,9 0,9 0,9							8,1 7,7 8,9	1,6 1,5 1,8	min best max

Annexe 15 :
de 190 à 251 Ma

Annexe 15 : e 190 à 251 Ma	Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge ouest-africaine		Marge atlantique du Maroc		Marge MSGBC		Marge ouest-africaine		
	A non pondéré						B pondéré						
	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	(I)	(II)	
190-195 1(a) ; 2(γ a)	69	14	82	16	151	30	6,0	1,2	25	5,1	31	6,2	min
	97	19	106	21	203	41	5,2	1,0	25	5,1	31	6,1	best
	108	22	117	23	225	45	7,4	1,5	30	6,0	37	7,5	max
195-200 1(a) ; 2(γ a)	70	14	90	18	160	32	11	2,2	41	8,1	51	10	min
	96	19	127	25	223	45	10	2,1	41	8,2	51	10	best
	107	21	156	31	263	53	13	2,7	52	10	66	13	max
200-215 1(a) ; 2(γ a)	82	16	90	18	173	35	67	13	41	8,1	108	22	min
	84	17	127	25	211	42	68	14	41	8,2	109	22	best
	100	20	156	31	256	51	82	16	52	10	135	27	max
215-216,5 1(a), 2(γ a) et 6	25	4,9	27	5,4	52	10	20	4,0	12	2,4	32	6,5	min
	25	5,0	38	7,6	63	13	20	4,1	12	2,5	33	6,6	best
	30	6,0	47	9,3	77	15	25	4,9	16	3,1	40	8,1	max
190-195 1(b) ; 2(γ b)	69	14	70	14	139	28	6,0	1,2	20	4,0	26	5,2	min
	97	19	89	18	186	37	5,2	1,0	20	4,0	25	5,1	best
	108	22	97	19	204	41	7,4	1,5	23	4,6	30	6,1	max
195-200 1(b) ; 2(γ b)	67	13	61	12	128	26	8,7	1,7	27	5,4	36	7,2	min
	94	19	85	17	179	36	8,1	1,6	28	5,5	36	7,1	best
	104	21	105	21	208	42	11	2,1	35	7,0	46	9,2	max
200-225 1(b) ; 2(γ b)	49	10	61	12	110	22	40	8,0	27	5,4	67	13	min
	50	10	85	17	135	27	41	8,1	28	5,5	68	14	best
	60	12	105	21	164	33	49	10	35	7,0	84	17	max
225-228 1(b), 2(γ b) et 6	29	5,9	36	7,3	66	13	24	4,8	16	3,3	40	8,1	min
	30	6,0	51	10	81	16	24	4,9	17	3,3	41	8,2	best
	36	7,2	63	13	99	20	29	5,9	21	4,2	51	10	max
190-195 1(c) ; 2(γ c)	69	14	61	12	129	26	6,0	1,2	16	3,1	22	4,3	min
	97	19	75	15	173	35	5,2	1,0	16	3,1	21	4,2	best
	108	22	80	16	188	38	7,4	1,5	18	3,5	25	5,0	max
195-200 1(c) ; 2(γ c)	65	13	37	7,3	102	20	7,3	1,5	16	3,3	24	4,7	min
	92	18	51	10	143	29	6,6	1,3	17	3,3	23	4,6	best
	102	20	63	13	165	33	8,9	1,8	21	4,2	30	6,0	max
200-250 1(c) ; 2(γ c)	27	5,4	37	7,3	64	13	22	4,4	16	3,3	38	7,7	min
	28	5,5	51	10	79	16	22	4,5	17	3,3	39	7,8	best
	33	6,6	63	13	96	19	27	5,4	21	4,2	48	10	max
250-251 1(c), 2(γ c) et 6	5,4	1,1	7,3	1,5	13	2,5	4,4	0,9	3,3	0,7	7,7	1,5	min
	5,5	1,1	10	2,1	16	3,2	4,5	0,9	3,3	0,7	7,8	1,6	best
	6,6	1,3	13	2,5	19	3,8	5,4	1,1	4,2	0,8	10	1,9	max

Annexe 15 : Tableau répertoriant (I) le volume de sédimentation (en milliers de km³) et (II) la vitesse (en milliers de km³/Ma ; en italiques) des cinq segments de marge et sur l'intégralité de la marge ouest-africaine au cours du Méso-Cénozoïque avec un pas de temps de 5 Ma (A) non pondérés et (B) pondérés par le pourcentage de sédiments terrigènes (cf. chapitre 4). Charte stratigraphique de Gradstein *et al.*, 2004). Trois hypothèses sont faites sur l'âge du début du rifting (a) 216,5 Ma, (b) 228 Ma et (c) 251 Ma pour la marge atlantique du Maroc et la marge Mauritanie-Sénégal-Guinée Bissau-Guinée Conakry (MSGBC). Trois hypothèses sont faites pour l'âge de la fin du rifting (α) 175,6 Ma, (β) 193 Ma et (γ) 199,6 Ma pour la marge MSGBC. Deux hypothèses sont faites pour l'âge de la fin du rifting (i) 125 Ma et (ii) 140,2 Ma pour la marge Nord du Golfe de Guinée. Lorsque les valeurs sont identiques sur plusieurs périodes de 5 Ma, elles sont surlignées en gris. Lorsque les valeurs sont obtenues pour une résolution inférieure à 5 Ma, elles sont écrites en gris. Remarque : le tableau est découpé en trois intervalles de temps : de 0 à 125 Ma, de 125 à 175,6 ou à 193 Ma et de 190 à 251 Ma.

Références bibliographiques

- Adegoke, O.S., Agumanu, R.E., Benkhelil, J. & Ajayi, P.O. (1986) New stratigraphic, sedimentologic and structural data on the Kerri-Kerri Formation, Bauchi and Borno States, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **5**, 249-277.
- Affian, K., Griboulard, R. & Prud'homme, R. (1987) Contrôle structural de la morphologie de la marge ivoirienne et du Golfe de Guinée septentrional. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, **42**, 85-98.
- Ait Hamou, F. (2006) Le volcanisme cénozoïque à l'échelle du bombement de l'Ahaggar (Sahara Central Algerien); synthèse géochronologique et répartition spatio-temporelle quelques implications en relation avec l'histoire éo-Alpine de la plaque Afrique. *Memoires du Service Geologique de l'Algérie*, **13**, 155-167.
- Aizawa, M., Bluck, B., Cartwright, J., Milner, S., Swart, R. & Ward, J. (2000) Constraints on the geomorphological evolution of Namibia from the offshore stratigraphic record. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, **12**, 337-346.
- Akpati, B.N. (1978) Geologic structure and evolution of the Keta basin, Ghana, West Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 124-132.
- Ala, M.A. & Selley, R.C. (1997) The West African coastal basins. In R.C. Selley, Ed. African basins. Sedimentary basins of the world, **3**, p. 173-186. Elsevier, Amsterdam.
- Allix, P., Grosdidier, E., Jardiné, S., Legoux, O. & Popoff, M. (1981) Découverte d'Aptien supérieur à Albien inférieur daté par microfossiles dans la série détritique crétacée du fossé de la Bénoué (Nigéria). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **292**, 1291-1294.
- Ambroggi, R. (1963) Étude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **157**, 322.
- Anderson, J.E., Cartwright, J., Drysdall, S.J. & Vivian, N. (2000) Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 1165-1203.
- Anka, Z. & Seranne, M. (2004) Reconnaissance study of the ancient Zaire (Congo) deep-sea fan. (ZaiAngo Project). *Marine Geology*, **209**(1-4), 223-244.
- Araripe, P.T. & Feijó, F.J. (1994) Bacia Potiguar. *Boletim de Geociencias da Petrobrás*, **8**(1), 127-141.
- Asmus, H.E. & Ponte, F.C. (1973) The Brazilian marginal basins. In E.A.M. Nairn & F.G. Stelhi, Eds. The Oceans basins and margins, Vol.1: The South Atlantic, p. 87-133. Plenum Press, New-York.
- Attah, K., Brown, L., Guo, J. & Heanlein, J. (2004) Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the Romanche transform margin, offshore Ghana. *Tectonophysics*, **378**(1-2), 1-16.
- Austin, J.A. & Uchupi, E. (1982) Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**, 1328-1347.
- Ayadi, A., Dorbath, C., Lesquer, A. & Bezzeghoud, M. (2000) Crustal and upper mantle velocity structure of the Hoggar swell (Central Sahara, Algeria). *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **118**(1-2), 111-123.
- Babault, J., de Urreiztieta, M., Rouby, D., Remacha, E., Oms, O. & Eichenseer, H. (2001) Numerical 3D restoration of Eocene features across the Central Pyrenees (Campo-Ainsa area). *American Association of Petroleum Geologists-Geological Society of America Meeting*, Los Angeles, USA.
- Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J.P. & Mascle, G. (1993) The Ivory Coast-Ghana transform margin - a marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*, **59**, 1-19.
- Basile, C., Mascle, G., Benkhelil, J. & Bouillin, J.P. (1998) Geodynamic evolution of the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: an overview of leg 159 results. In J. Mascle, G.P. Lohmann & M. Moullade, Eds. College Station, Texas (Ocean Drilling Program). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **159**, 101-110.
- Basile, C. & Allemand, P. (2002) Erosion and flexural uplift along transform faults. *Geophysical Journal International*, **151**, 646-653.
- Basile, C., Mascle, J. & Guiraud, R. (2005) Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, **43**(1-3), 275-282.
- Baudin, F. & Berthou, P.Y. (1996) Environments de dépôt de la matière organique des sédiments aptiens-albiens du bassin d'Araripe (NE du Brésil). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production*

- Elf Aquitaine*, **20**(1), 213-227.
- Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R.B. & Weber, K. (2000) Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B11), 25829-25853.
- Baumgartner, T.R. & van Andel, T.H. (1971) Diapirs of the continental margin of Angola, Africa. *Geological Society of America Bulletin*, **82**, 793-802.
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O. & Colin, F. (2008) Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research*, **113**, 15 p.
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I.G. & M., P.E. (1984) Flood basalt to rhyolite suites in the southern Parana Plateau (Brazil); palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, **25**(3), 579-618.
- Bellion, Y.J.C. (1987) Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudenni, Iullemeden, Tchad). *Thèse en Sciences et Publication occasionnelle CIFEG* (1989), **17**, Avignon, 302 p.
- Bellion, Y.J.C. (1989) Histoire géodynamique pots-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudenni, Iullemeden, Tchad). *Thèse d'Etat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 1987 et Centre International pour la Formation des Echanges Géologiques (CIFEG), Publication Occasionnelle*, 302 p.
- Benkhelil, J. (1989) The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *Journal of African Earth Sciences*, **8**(2/3/4), 251-282.
- Benkhelil, J., Guiraud, M., Mascle, J., Basile, C., Bouillin, J.P., Mascle, G. & Cousin, M. (1996) Enregistrement structural du coulisage Afrique/Brsil au sein des sdsiments crtacs de la marge transformante de Cte d'Ivoire-Ghana. *Comptes Rendus de l'Acadmie des Sciences de Paris*, **323**, 73-80.
- Berggren, W.A., Kent, D.V. & Flynn, J.J. (1985a) Jurassic to Paleogene, 2. Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In *The Chronology of the Geological Record*, Snelling, N.J. Ed., Memoirs of the Geological Society, **10**, 141-186.
- Berggren, W.A., Kent, D.V. & Van Couvering, J.A. (1985b) The Neogene, 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. In *The Chronology of the Geological Record*, Snelling, N.J. Ed., Memoirs of the Geological Society, **10**, 211-250.
- Bigot-Cormier, F., Basile, C., Poupeau, G., Bouillin, J.-P. & Labrin, E. (2005) Denudation of the Cte d'Ivoire-Ghana transform continental margin from apatite fission tracks. *Terra Nova*, **17**, 189-195.
- Blarez, E. (1986) Structure et volution d'une marge continentale transformante. *Thèse 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6*, Paris, 188 p.
- Bolli, H.M., Ryan, W.B.F., Foresman, J.B., Hottman, W.E., Kagami, H., Longoria, J.F., McKnight, B.K., Melguen, M., Natland, J.M., Proto-Decima, F. & Siesser, W.G.E. (1978) Angola Continental Margin. Sites 364 and 365. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, US Government Printing Office, Washington, **40**, 357-390.
- Bonatti, E., Ligi, M., Borsetti, A.M., Gasperini, L., Negri, A. & Sartori, R. (1996) Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **380**(6574), 518-520.
- Bond, G. (1978) Evidence for Late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe. *Journal of Geology*, **86**, 47-65.
- Bonnet, S. & Crave, A. (2003) Landscape Response to Climate Change: Insights from Experimental Modeling and Implications for Tectonic Versus Climatic Uplift of Topography. *Geology*, **31**, 123-126.
- Boujo, A. & Ould Jiddou, E.H. (1983) Une dcouverte rcente de phosphates : les gisements de Boffal et de Loubboira (Mauritanie mridionale, rgion du fleuve Sngal). *Chronique de la Recherche minière*, **472**, 37-52.
- Bouysse, P., Acharyya, S.K., Brezhnev, V.D., Escher, D., Grilkurov, G., Haghipour, A., Kolstinen, T., Palfreyman, D., Reed, J.C., Trompette, R., Unrug, R., Wheeler, J.O., Zhamoida, A.I., Cecca, F., Chesher, J.A., Daldez, R., Grigelis, A., Matura, A., Pereira, E., Vai, G.B., Wellmer, F.W., Beuzart, P., Olivet, J.L., Mller, R.D., Sandwell, D.T., Smith, W.H., Simkin, T., Siebert, L. & Grieve, R.F.A. (2000) Carte gologique du monde, 1/25 000 000, 2ème dition, *Commission de la carte gologique du monde-UNESCO* Dercourt, J. Aubouin, J. Bouysse, P., Paris.

- Brancart, R.Y. (1977) Note sur le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. République de Côte d'Ivoire. Direction des Hydrocarbures.
- Brandão, J.A.S.L. & Feijó, F.J. (1994) Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1), 91-99.
- Braun, J., Guillocheau, F., Rouby, D., Moucha, R. & Simoes, M. (2009) Un nouveau modèle d'érosion, transport et sédimentation aux échelles continentale et globale : théorie et calibration. *12ème congrès français de sédimentologie*, Rennes, 58.
- Bray, R., Lawrence, S.R. & Swart, R. (1998) Source rock, maturity data indicate potential off Namibia. *Oil and Gas Journal*, **August**, p.
- Brice, S.E., Cochran, M.D., Pardo, G. & Edwards, A.D. (1982) Tectonic and sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda, Angola. In J.S. Watkins & C.L. Drake, Eds. Studies in continental margin geology, *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, Tulsa, Oklahoma, **34**, 5-18.
- Brink, A.H. (1974) Petroleum Geology of Gabon Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **58**, 216-235.
- Brognon, G.P. & Verrier, G.V. (1966) Oil and geology in Cuanza basin of Angola. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **50**, 108-158.
- Broucke, O., Temple, F., Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, T. & Guillocheau, F. (2004) The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated deep-sea fans : Oligocene and Lower- Middle Miocene turbiditic systems of the lower Congo basin (West African Margin). *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 327-348.
- Brown, L.F., Benson, J.M., Brink, G.J., Doherty, S., Jollands, A., Jungslager, E.H.A., Keenan, J.H.G., Muntingh, A. & van Wyk, N.J.S. (1995) Sequence Stratigraphy in Offshore South African Divergent Basins - An Atlas on Exploration for Cretaceous Lowstand Traps by Soekor (Pty) Ltd., *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, Tulsa, Oklahoma, **41**, 184 p.
- Brown, R.H. (1980) Triassic rocks of the Argana valley, Southern Morocco and their regional structural implications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**, 988-1003.
- Bullard, E.C., Everett, J.E. & Smith, A.G. (1965) The fit of the continents around the Atlantic. Symposium on Continental Drift. *Philosophical Transactions Royal Society*, London, **258**, 41-51.
- Bungener, J.A. (1995a) Guinea/Guinea (Guinea-Conakry). In H. Kulke, Ed. Regional petroleum geology of the World. Part II: Africa, America, Australia and Antarctica, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 125-126.
- Bungener, J.A. (1995b) Guinea-Bissau/Guinea-Bissau. In H. Kulke, Ed. Regional petroleum geology of the World. Part II: Africa, America, Australia and Antarctica, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 121-123.
- Burke, K. & Dewey, J.F. (1974) Two plates in Africa during the Cretaceous ? *Nature*, **249**, 313-316.
- Bussell, M.R., Jablonski, D., Enman, T., Wilson, M.J. & Bint, A.N. (2001) Deepwater exploration : North Western Australia compared with Gulf of Mexico and Mauritania. *Australian Petroleum Production and Exploration Association Journal*, **41**, 289-319.
- Butler, L.W. (1970) Shallow structure of the continental margin, Southern Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, **18**, 1079-1096.
- Caby, R. (2003) Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, **37**(3-4), 133-159.
- Campan, A. (1995) Analyse cinématique de l'Atlantique Equatorial, implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaque Amérique du Nord / Amérique du Sud. *Thèse 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6*, Paris, 352 p.
- Canérot, J., Andreu, B., Chafiki, D., El Hariri, K. & Souhel, A. (2003) Mesozoic carbonate platforms and associated siliciclastic spreading in Morocco. In: E. Gili, M. Rl Hédi Negra & P.W. Skelton (Editors), North African Cretaceous carbonate platform systems. *NATO Science Series: IV. Earth and Environmental Sciences. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht*, 19-29.
- Cantagrel, J.M., Fuster, J.M., Pin, C., Renaud, U. & Ibarrola, E. (1993) Age Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura (23 Ma: U-Pb Zircon) et le magmatisme précoce d'une île océanique (îles Canaries). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **316**, 1147-1153.

- Carey, S.W. (1955) Wegener's South America-Africa Assembly, Fit or Misfit ? *Geological Magazine*, **92**, 196-200.
- Caumon, G., Lepage, F., Sword, C. & Mallet, J.L. (2004) Building and editing a sealed geological model. *Mathematical Geology*, **36**(4), 405-424.
- Chamley, H. & Diester-Haass, L. (1979) Upper Miocene to Pleistocene climates in Northwest Africa deduced from terrigenous components of Site 397 sediments (DSDP Leg 47A). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **47**, Part 1, 641-646.
- Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G. & Boulangé, B. (2006) Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin ? *Geomorphology*, **82**, 273-282.
- Chaunet, C. & Micholet, J. (1988) Le stade rift dans le bassin sédimentaire du Sénégal. *Journal of African Earth Sciences*, **7**, 397-400.
- Chierici, M.A. (1996) Stratigraphy, palaeoenvironments and geological evolution of the Ivory Coast-Ghana basin. Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud. In Ed. Actes des Colloques, Angers, Pau, Elf Aquitaine Edition, 293-303.
- Choubert, G. (1949) Au sujet du remblaiement pontien dans le Haut et le Moyen Atlas. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **14-15**, 355-356.
- Choubert, G., Faure-Muret, A. & Hottinger, L. (1966) Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya. Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc meridional), *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **175**, 7-106.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., Chanteux, P., Simpson, E.S.W., Shackleton, L., Ségoufin, J., Séguin, C. & Sougy, J. (1990) Carte géologique internationale de l'Afrique, 3ème édition, 1/5 000 000. *Commission de la carte géologique du monde*.
- Clift, P.D. (1996) Temperature anomalies under the Northeast Atlantic rifted volcanic margins. *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 195-211.
- Clift, P.D., Lorenzo, J.M., Carter, A., Hurford, A.J. & ODP Leg 159 scientific party (1997) Transform tectonics and thermal rejuvenation on the Côte d'Ivoire-Ghana margin, west Africa. *Journal of the Geological Society*, London, **154**, 483-489.
- Clift, P.D., Carter, A. & Hurford, A.J. (1998) Apatite fission track analysis of sites 959 and 960 on the transform continental margin of Ghana, West Africa. In J. Mascle, G.P. Lohmann & M. Moullade, Eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, Texas (Ocean Drilling Program), **159**, 35-41.
- Clift, P.D., Shimizu, N., Layne, G.D., Blusztajn, J.S., Gaedicke, C., Schlüter, H.-U., Clark, M.K. & Amjad, S. (2001) Development of the Indus Fan and its significance for the erosional history of the Western Himalaya and Karakoram. *Geological Society of America Bulletin*, **113**(8), 1039-1051.
- Clift, P.D. & Gaedicke, C. (2002) Accelerated mass flux to the Arabian Sea during the middle to late Miocene. *Geology*, **30**, 207-210.
- Collier, R.E.L., Leeder, M.R., Trout, M., Ferentinos, G., Lyberis, E. & Papatheodorous, G. (2000) High sediment yields and cool, wet winters: rest of past glacial paleoclimates in the northern Mediterranean. *Geology*, **28**(11), 999-1002.
- Coulon, C., Vidal, P., Dupuy, C., Baudin, P., Popoff, M., Maluski, H. & Hermitte, D. (1996) The Mesozoic to early Cenozoic magmatism of the Benue Trough (Nigeria) ; geochemical evidence for the involvement of the St Helena plume. *Journal of Petrology*, **37**(6), 1341-1358.
- Compton, J.S. (2006) The mid-Holocene sea-level highstand at Bogenfels Pan on the southwest coast of Namibia. *Quaternary Research*, **66**, 303-310.
- Courtilot, V. (1982) Propagating rifts and continental breakup. *Tectonics*, **1**(3), 239-250.
- Coward, M.P., Purdy, E.G., Ries, A.C. & Smith, D.G. (1999) The distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins. In N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure, Eds. *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. *Geological Society London, Special Publications*, **153**, 101-131.
- Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Naylor, M., Ganas, A. & Roberts, G.P. (2006) Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach. *Basin Research*, **18**(3), 231-266.
- Cramez, C. & Jackson, M.P.A. (2000) Superposed deformation straddling the continental-oceanic transi-

- tion in deep-water Angola. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 1095-1109.
- Curie, D. (1984) Ouverture de l'Atlantique sud et discontinuités intra-plaque : une nouvelle analyse. *Thèse 3ème cycle, Université de Bretagne Occidentale, Brest*, 192 p.
- Dalrymple, G.B., Gomme, C.S. & Withe, R.W. (1975) Potassium-Argon age and paleomagnetism of doabase dykes in Liberia : Initiation of Central Atlantic rifting. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 399-411.
- Davies, T.A., Hay, W.W. & Worseley, T.R. (1977) Estimates of Cenozoic sedimentation rates. *Science*, **197**, 53-55.
- Davison, I. (1999) Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure, Eds. The oil and gas habitats of the South Atlantic, *Geological Society London, Special Publications*, **153**, 133-151.
- Davison, I. & Bate, R.H. (2004) Early opening of the South Atlantic : Berriasian rifting to Aptian salt deposition. *3rd International Joint Meeting, Africa: the Continent of Challenge and Opportunity*. PESGB/HGS, London.
- Davison, I. (2005) Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, **43**(1-3), 254-274.
- de Caprona, G.C. (1992) The continental margin of western Côte d'Ivoire : Structural framework inherited from intra-continental shearing. *Thèse Chalmers University of Technology*. University of Göteborg, Göteborg, Sweden, 150 p.
- De Matos, R.M.D. (2000) Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In Atlantic rifts and continental margins, **115**, 331-354.
- Deckart, K., Féraud, G. & Bertrand, H. (1997) Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Suriname and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**, 205-220.
- de Lamotte, F.D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F. & Michard, A. (2009) Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics*, **475**(1), 9-28.
- Dercourt, J. *et al.* (2000) Peri-Tethys atlas; palaeogeographical maps; explanatory notes. *Commission for the Geologic Map of the World, Paris*.
- Dessauvagie, T.F.J. (1975) Geological map of Nigeria 1 000 000. *Journal of Mining and Geology*, **9**, 1-28.
- de Wit, M. (2007) The Kalahari Epeirogeny and climate change: differentiating cause and effect from core to space. *South African Journal of Geology*, **110**, 367-392.
- Diester-Haas, L. & Chamley, H., 1980. Oligocene climatic, tectonic and eustatic history off NW Africa (DSDP Leg 41, Site 369). *Oceanologica Acta*, **3**, 115-126.
- Dietz, R.S. (1973) Morphologic fits of North America/Africa and Gondwana: a review. Implications of Continental Drift. In D.M.T.a. S.K.R., Ed, 2, Academic Press, London, 865-872.
- Digbehi, Z.B. (1987) Etude comparée des premiers stades d'ouverture atlantique (Golfe de Guinée-Golfe de Gascogne). Sédimentologie. Biostratigraphie. *Thèse 3ème cycle, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau*, 366 p.
- Dillon, W.P. & Sougy, J.M.A. (1974) Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Island. In A.E.M. Nairn & F.G. Stehli, Eds. The ocean basins and margins, 2, Plenum Press, New York - London, 315-390.
- Dingle, R.V., Siesser, W.G. & Newton, A.R. (1983) Mesozoic and Tertiary geology of Southern Africa. Balkema, Rotterdam, 375 p.
- Dingle, R.V. & Robson, S.H. (1992) Southwestern Africa continental rise: structural and sedimentary evolution. In C.W. Poag & P.C. de Gracieny, Eds. Geologic evolution of Atlantic Continental Rises, Van Nostrand Reinhold, New-York, 62-76.
- Douglas, R. & Woodruff, F. (1981) Deep-sea benthic foraminifera. In *The sea*, C. Emiliani, Ed. John Wiley, New York, **7**, 1233-1327.
- Duff, P.M.D. (1993) Holmes' Principles of Physical Geology. Chapman & Hall, London, 791 p.
- Du Plessis, A. (1977) Seafloor spreading south of the Agulhas Fracture Zone. *Nature*, **270**, 719-721.
- Dumestre, M.A. (1985) The petroleum geology of Senegal. *Oil and Gas Journal*, **October**, 146-152.

- Dumestre, M. & Carvalho, F.F. (1985) The petroleum geology of the Republic of Guinea Bissau. *Oil & Gas Journal*, **83**(6), 180-181, 183-184, 186, 190-191.
- Dunning, G.R. & Hodyck, J.O. (1990) U/Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States: Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. *Geology*, **18**, 795-798.
- Eagles, G. (2007) New angles on South Atlantic Opening. *Geophysical Journal International*, **168**(1), 353-361.
- Ehlers, T.A. & Farley, K.A. (2003) Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **206**(1-2), 1-14.
- Eichenseer, H., Walgenwitz, F. & Biondi, P. (1999) Stratigraphic Control on Facies and Diagenesis of Dolomitized Oolitic Siliciclastic Ramp Sequences (Pinda Group, Albian, Offshore Angola). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **83**, 1729-1758.
- El Khatib, J., Ruellan, E., El Foughali, A. & El Morabet, A. (1995) Evolution de la marge atlantique sud marocaine : Bassin de Tarfaya-Laâyoune. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **320**, 117-124.
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.M., Bouatmani, R. & Sabounj, S. (2003) From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology*, **156**, 185-212.
- Elouard, P. (1975) Formations sédimentaires de Mauritanie atlantique. In Notice explicative de la carte géologique à 1/1 000 000 de la Mauritanie, B.R.G.M. Ed., 171-233.
- Elvsborg, A. & Dalode, J. (1985) Benin Hydrocarbon potential looks promising. *Oil and Gas Journal*, **February**, 126-131.
- Emery, K.O., Uchupi, E., Bowin, C.O., Phillips, J. & Simpson, E.S.W. (1975a) Continental margin off Western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59**, 3-59.
- Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J., Bowin, C.O. & Mascle, J. (1975b) Continental margin off Western Africa: Angola to Sierra Leone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59**, 2209-2265.
- Emery, K.O. & Uchupi, E. (1984) The geology of the Atlantic Ocean. Springer Verlag, Berlin. 1050 p.
- Erlank, A.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.M., Hawkesworth, C.J., Betton, P.J. & Rex, D.C. (1984) Geochemistry and Petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. *Geological Society of South Africa, Special Publication*, **13**, 195-245.
- EXXON WORLD MAPPING PROJECT, I. (1985) Tectonic Map of the World. Exxon Production Research Company, Houston, USA.
- Eyles, N. & Eyles, C.H. (1993) Glacial geologic confirmation of an intraplate boundary in the Paraná basin of Brazil. *Geology*, **21**, 459-462.
- Fairhead, J.D. (1988) Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean : The role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics*, **155**, 181-191.
- Falvey, D.A. (1974) The development of continental margins in plate tectonics theory. *Australian Petroleum Production and Exploration Association Journal*, **14**, 95-106.
- Faure-Muret, A. & Choubert, G. (1971) Le Maroc. Domaine rifain et atlasique. *Sciences de la Terre*, **6** (UNESCO, Tectonique de l'Afrique), 17-46.
- Feinberg, H. (1986) Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc) ; biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **315**, 1-192.
- Flinch, J. (1993) Tectonic Evolution of the Gibraltar Arc., Rice University, Houston, 381 p.
- Fodor, R.V., Sial, A.N., Mukasa, S.B. & McKee, E.H. (1990) Petrology, isotope characteristics & K-Ar ages of the Maranhão, Northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 555-567.
- Fort, X. (2002) Processus de la tectonique salifère de la marge d'Angola. unpublished *Ph.D. Thesis*, Université de Rennes, 225 p.
- Françolin, J.L.B., Cobbold, P.R. & Szatmari, P. (1994) Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, **16**(5), 647-661.

- Foucault A., Raoult J.-F. (2001) Dictionnaire de géologie 5ème édition. Masson Sciences. Ed. Dunod, 380 p.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. (1994) The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9), 18, 117–18,145.
- Gallagher, K. & Brown, R. (1999) The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure (Editors), The oil and gas habitats of the South Atlantic. *Geological Society London, Special Publications*, 41-53.
- Gerrard, I. & Smith, G.C. (1982) Post Paleozoic succession and structure of the southwestern continental margin. In J.S. Watkins & C.L. Drake, Eds. Studies in continental margin geology, *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, Tulsa, 34, 49-74.
- Gouyet, S. (1988) Evolution tectono-sédimentaire des marges guyanaise et nord-brésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Thèse 3ème cycle Université de Pau et des Pays de l'Adour*, Pau, 374 p.
- Ghorbal, B., Bertotti, G., Foeken, J. & Andriessen, P. (2008) Unexpected Jurassic to Neogene vertical movements in 'stable' parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra Nova*, 20(5), 355-363.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K.A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Schiold, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfshoten, T., Veizer, J. & Wilson, D. (2004) A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 589 p.
- Guillocheau, F., Rouby, D., Robin, C. & Helm, C. (submitted) Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continent margin: a new method applied to the Namibia-South Africa Margin. *Basin Research*.
- Guiraud, R. (1987) Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. In A.g. reviews, Ed. *Geological Journal*, 22, 433-466.
- Guiraud, R. & Maurin, J.C. (1992) Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213, 153-168.
- Guiraud, R. (1993) Cretaceous rifting and basin inversion in Central Africa. In U. Thorweihe & H. Schandelmeier, Eds. Geoscientific research in Northeast Africa. A.A.Balkema, Rotterdam, 203-206.
- Guiraud, M., Mascle, J., Benkhelil, J., Basile, C., Mascle, G. & Durand, M. (1997) Early Cretaceous deltaic sedimentary environment of the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin as deduced from deep dive data. *Geo-Marine Letters*, 17, 79-86.
- Haak, R.C., Sundararaman, P., Diedjomahor, J.O., Xiao, H., Gant, N.J., May, E.D. & Kelsch, K. (2000) Niger Delta Petroleum Systems, Nigeria. In M.R.M.a.B.J. Katz, Ed. Chapter 16, Petroleum systems of South Atlantic margins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 73, 213-231.
- Hafid, M. (2000) Triassic-early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, 17, 409-429.
- Hafid, M., Ait Salem, A. & Bally, A.W. (2000) The western determination of the Jebilet-High Atlas system (Offshore Essaouira Basin, Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, 17, 431-443.
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A.W. & Ait Salem, A. (2006) Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 50-64.
- Hafid, M., Tari, G., Bouhadioui, D., El Moussaid, I., Echarfaoui, H., Ait Salem, A., Nahim, M., Dakki, M. & Samaka, F. (2007) Chapter 6 : Atlantic Basins. *in prep*.
- Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R. & Ruppel, C. (2003) The Central Atlantic Magmatic Province. Washington, DC. 267 p.
- Hames, W.E., Renne, P.R. & Ruppel, C. (2000) New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts of the North American margin. *Geology*, 28, 859-962.
- Hay, W.W., Sloan, J.L. & Wold, C.N. (1988a) Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction. *Journal of Geophysical Research*, 93, 14933-14940.

- Hay, W.W., Rosol, M.J., L., S.J. & Jory, D.E. (1988b) Plate tectonic control of global patterns of detrital and carbonate sedimentation. In L.J. Doyle & H.H. Roberts, Eds. *Developments in Sedimentology, Carbonate-clastic transitions*. Elsevier, Amsterdam Oxford New York Tokyo, 1-34.
- Hay, W.W. (1998) Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology*, **145**(3-4), 287-323.
- Hay, W.W., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A.R., Dullo, W.C., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N. & Söding, E. (1999) Alternative global Cretaceous paleogeography. In E. Barrera & C.C. Johnson, Eds. *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system. Geological Society of America, Special Paper*, **332**, 1-47.
- Hay, W., Soeding, E., DeConto, R. & Wold, C. (2002) The Late Cenozoic uplift - climate change paradox. *International Journal of Earth Sciences*, **91**(5), 746-774.
- Hay, W.W., Flogel, S. & Söding, E. (2005) Is the initiation of glaciation on Antarctica related to a change in the structure of the ocean ? *Global and Planetary Change*, **45**(1-3), 23-33.
- Hayes, D.E. & Ewing, M. (1970) North Brazilian Ridge and adjacent continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**, 2120-2150.
- Henry, S.G., Brumbaugh, W.B. & Cameron, N. (1995) Pre-salt source rock development on Brazil's conjugate margin : West Africa, examples. Proceedings of the 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 1-3, Rio de Janeiro, Brazil.
- Heyman, M.A.W. (1989) Tectonic and depositional history of the Moroccan continental margin. In A.J. Tankard & H.R. Balkwill, Eds. *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **46**, 323-340.
- Hinz, K. (1981) A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. *Geological Journal*, **E22**, 3-28.
- Hinz, K., Winterer, E.L., Baumgartner, P.O., Bradshaw, M.J., Channel, J.E.T., Jaffrezo, M., Jansa, L.F., Leckie, R.M., Moore, J.N., Rullkötter, J., Schaftenaar, C., Steiger, T.H., Vuchev, V. & Wiegand, G.E. (1982b) Preliminary results from DSDP Leg 79 seaward of the Mazagan Plateau off Central Morocco. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold, Eds. *Geology of the Northwest African Continental margin*. Springer Verlag, Berlin. 23-33.
- Hinz, K., Dostmann, H. & Fritsch, J. (1982a) The continental margin of Morocco: Seismic sequences, structural elements and geological developments. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold, Eds. *Geology of the Northwest African Continental margin*, Springer Verlag, Berlin, 34-60.
- Hirsch, K.K., Scheck-Wenderoth, M., van Wees, J.-D., Kuhlmann, G. & Paton, D.A. (2009) Tectonic subsidence history and thermal evolution of the Orange Basin. *Marine and Petroleum Geology*, *In Press*, *Corrected Proof*.
- Honnorez, J., Villeneuve, M. & Mascle, J. (1994) Old continent-derived metasedimentary rocks in the equatorial Atlantic: an acoustic basement outcrops along the fossil trace of the Romanche transform fault. *Marine Geology*, **117**, 237-251.
- Horn, P., Muller-Shonius, D. & Schult, A. (1988) Potassium-Argon ages on a Mesozoic tholeiitic dike swarm in Rio Grande Do Norte, Brazil. *Revista Brasileira de Geociencias*, **18**(1), 50-53.
- Hudec, M.R. & Jackson, M.P.A. (2004) Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola : Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **88**(7), 971-990.
- Ibbeken, H. & Schleyer, R. (1991) Source and Sediment: a Case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy), Berlin.
- ICS. (2004) International Stratigraphic Chart. International Commission of Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org>
- Isaacson, P.E. & Díaz Martínez, E. (1995) Evidence for a middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, Central Andes. In A.J. Tankard, R.S. Suarez & H.J. Welsink, Eds. *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **67**, 231-249.
- Jackson, M.P., Cramez, C. & Fonck, J.P. (2000) Role of subaerial volcanic rocks and mantle plume in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 477-498.
- Jansa, L. (1981) Mesozoic carbonate platforms and banks of eastern North American margin. *Marine Geo-*

- logy, **44**, 97-117.
- Jelsma, H.A., de Wit, M.J., Thiart, C., Dirks, P.H.G.M., Viola, G., Basson, I.J. & Anckar, E. (2004) Preferential distribution along transcontinental corridors of kimberlites and related rocks of Southern Africa. *South African Journal of Geology*, **107**, 301-324.
- Jungslager, E.H.A. (1999) Petroleum habitats of the Atlantic margin of South Africa. In N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure, Eds. The oil and gas habitats of the South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, **153**, 153-168.
- Karner, G.D. & Driscoll, N.W. (1999) Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure, Eds. The oil and gas habitats of the South Atlantic. *Geological Society, London, Special Publications*, **153**, 11-40.
- Kjemperud, A., Agbesinyale, W., Agdestein, T., Gustafsson, C. & Yüklér, A. (1992) Tectono-stratigraphic history of the Keta Basin, Ghana with emphasis on late erosional episodes. *Géologie Africaine : Colloque de Géologie de Libreville, recueil des Communications*, Elf-Aquitaine Editions, Pau. 6-8 May 1991. 55-69.
- Klitgord, K.D. & Schouten, H. (1986) Plate kinematics of the central Atlantic. In P.R. Vogt & B.E. Tucholke, Eds. The Western North Atlantic Region, M. The geology of North America, *Geological Society of America*, Boulder, 351-378.
- Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H. & Youbi, N. (2004) The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **228**, 143-160.
- König, M. & Jokat, W. (2006) The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B12102, doi:10.1029/2005JB004035, 1-28.
- Koutsoukos, E.A.M. (1982) Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. *XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Salvador*, **5**, 2369-2382.
- Labails, C. (2007) La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique Central. *Thèse de doctorat, Spécialité : Géosciences marines, Université de Bretagne Occidentale*, Brest, 269 p.
- Lappartient, J.R. (1985) Le «Continental Terminal» et le Pléistocène ancien du bassin sénégal-mauritanien. *Thèse 3ème cycle, Université de Marseille St-Jérôme*, 272 p.
- Lavier, L.L., Steckler, M.S. & Brigaudeau, F. (2000) An Improved Method for Reconstructing the Stratigraphy and Bathymetry of Continental Margins: Application to the Cenozoic Tectonic and Sedimentary History of the Congo Margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **84**(7), 923-939.
- Lavier, L.L. (2001) Climatic and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. *Marine Geology*, **178**(1-4), 63-80.
- Laville, E. & Petit, J.P. (1984) Role of sedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. *Geology*, **12**, 424-427.
- Laville, E. & Piqué, A. (1991) La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le jeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société géologique de France*, **162**, 1161-1171.
- Lawal, O. (1979) Microbiostratigraphie des formations crétacées de la région de Combé, Nigéria Nord-Oriental. *Thèse 3ème cycle, Université de Nice*, 62 p.
- Lawver, L.A., Gahagan, L. & Dalziel, I.W.D. (1999) A Tight fit-early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. In Y. Motoyoshi & K. Shiraishi, Eds. Origin and Evolution of Continents: Proceedings of the International Symposium Origin and Evolution of Continents. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Tokyo, **53**, 214-229.
- Le Pichon, X. & Hayes, D.E. (1971) Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 6283-6293.
- Le Roy, P., Guillocheau, F., Piqué, A. & Morabet, A.M. (1998) Subsidence of the Atlantic Moroccan margin during the Mesozoic. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **35**, 476-493.
- Le Roy, P. & Piqué, A. (2001) Triassic-Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. *Marine Geology*, **172**, 359-381.
- Lehner, P. & De Ruiter, P.A.C. (1977) Structural history of Atlantic margin of Africa. *American Association*

- of *Petroleum Geologists Bulletin*, **61**, 961-981.
- Leturmy, P., Lucazeau, F. & Brigaud, F. (2003) Dynamic interactions between the Gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin: 1. Morphology and mass balance. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 2383-2396.
- Leyden, R., Asmus, H., Zembruski, S. & Bryan, G. (1976) South Atlantic diapiric structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **60**, 196-212.
- Light, M.P.R., Maslanyj, M.P., Greenwood, R.J. & Banks, N.L. (1993) Seismic sequence stratigraphy and tectonics offshore Namibia. In Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), *Tectonic and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society, London, 163-191.
- Lunde, G., Aubert, K., Lauritzen, O. & Lorange, E. (1992) Tertiary uplift of the Kwanza basin in Angola. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **13**, 99-117.
- MacDonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalleti, L., Lawver, L.A., Gahagan, L., Dalziel, I.W.D., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. & Paton, D. (2003) Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 287-301.
- MacGregor, D.S., Robinson, J. & Spear, G. (2003) Play fairways of the Gulf of Guinea transform margin. In T.J. Arthur, D.S. MacGregor & N.R. Cameron, Eds. *Petroleum geology of Africa: new themes and developing technologies*. Geological Society, London, *Special Publications*, **207**, 131-150.
- MacGregor, D.S. & al. (2005) Play of the Gulf of Guinea transform margin. In T.J. Arthur *et al.*, Eds. *Petroleum Geology of Africa : New themes and developing technologies*. Geological Society, London, *Special Publications*, **207**, 131-150.
- Maisey, J.G. (2000) Continental break up and the distribution of fishes of Western Gondwana during the Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, **21**(2-3), 281-314.
- Mallet, J.L. (1992) Discrete Smooth Interpolation. *Computer-aided design*, **24**(4), 178-191.
- Mallet, J.L. (1997) Discrete modeling for natural objects. *Mathematical Geology*, **29**, 199-219.
- Mallet, J.L. (2002) *Geomodeling*. Oxford University Press, New York. 624 p.
- Maluski, H., Coulon, C., Popoff, M. & Baudin, P. (1995) ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology, petrology and geodynamic setting of Mesozoic to early Cenozoic magmatism from the Benue Trough, Nigeria. *Journal of the Geological Society, London*, **152**, 311-326.
- Martin, A.K. (1984) Propagating Rifts : Crutal extension during continental rifting. *Tectonics*, **3**(6), 611-617.
- Marton, L.G., Tari, G.C., Lehman, C.T. (2000) Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on port-salt structural styles. In W. Mohriak & M. Talwani, Eds. *Atlantic rifts and continental margins*, **115**, 129-149.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgroso, I., D'Antonio, M., Duarte Morais, L., Morais, E.A.A. & Ricci, G. (1999) Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola) & relationships with the Parana-Etendeka continental flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, **28**, 341-356.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K.B., Cirilli, S., Buratti, N., Vèrati, C., Nomade, S., Renne, P.R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L. & Bellieni, G. (2004) Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, **32**, 973-976.
- Masce, J. & Sibuet, J.C. (1974) New pole of early opening of South Atlantic. *Nature*, **252**, 464-465.
- Masce, J., Marinho, M. & Wannesson, J. (1986) The structure of the Guinean continental margin: implications for the connection between the central and the South Atlantic Ocean. *Geologische Rundschau*, **75**, 57-70.
- Masce, J. & Blarez, E. (1987) Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana continental margin. *Nature*, **326**(6111), 378-381.
- Masce, J., Blarez, E. & Marinho, M. (1988) The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins : Their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. *Tectonophysics*, **155**, 193-209.
- Masce, J., Lohmann, G.P. & Clift, P.D. (1996) Proceedings of the ocean drilling program. *Initial Report*, **159**, 616 p.

- Mascle, J., Guiraud, M., Benkhelil, J., Basile, C., Bouillin, J.P., Mascle, G., Cousin, M., Durand, M., Dejax, J. & Moullade, M. (1998) A geological field trip to the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin. *Oceanologica Acta*, **21**, 1-20.
- Maslanyj, M.P., Light, M.P.R., Greenwood, R.J. & Banks, N.L. (1992) Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, **9**(6), 590-601.
- Mauche, R., Faure, G., Jones, J.M. & Hoefs, J. (1989) Anomalous isotopic compositions of Sr, Ar and O in the Mesozoic diabase dikes of Liberia, West Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 12-18.
- Mauduit, T. (1998) Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive. Modélisation analogique et application au Golf de Guinée. *Mémoires de Géosciences Rennes, Rennes*, 251 p.
- Maurin, J.C. & Guiraud, R. (1993) Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African rift system. *Tectonophysics*, **228**, 81-95.
- Mbede, E.I. & Dualeh, A. (1997) The Coastal Basins of Somalia, Kenya and Tanzania. In R.C. Selley, Ed. African Basins. *Sedimentary Basins of the World*, **3**, 211-233.
- Mbina MOUNGUENGUI, M. & Lang, J. (2003) Evolution de la dynamique sédimentaire au cours du Céno-manien et du Turonien dans le Nord du bassin côtier gabonais. *African Geoscience Review*, **10**(1-2), 85-102.
- McGinnis, J.P., Driscoll, N.W., Karner, G.D., Brumbaugh, W.D. & Cameron, N. (1993) Flexural response of passive margins to deep-sea erosion and slope retreat: implications for relative sea-level change. *Geology*, **21**, 893-896.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P. & Meyer, B. (1998) Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from mass balanced reconstruction of two depositional areas: the Qaidan and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, **17**, 823-842.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P. & Klein, M. (1999) Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International*, **137**, 280-318.
- Meybeck, M., Laroche, L., Darr, H.H. & Syvitski, J.P.M. (2003) Global variability of total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*, **39**, 65-93.
- Michard, A. (1976) Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 408 p.
- Michel, P. (1973) Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude Géomorphologique. *Thèse, Lettres et Mémoires OSTROM, 3 tomes, Strasbourg*, 743 p.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. (2000) Sedimentary basins of South America. In U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos, Eds. Tectonic evolution of South America. *31st International Geological Congress*, 389-449.
- Miller, K.G., Fairbanks, R.G. & Mountain, G.S. (1987) Tertiary oxygen isotopes synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, **2**, 1-19.
- Milliman, J.D. & Farnsworth, K.L. (forthcoming) River runoff, erosion and delivery to the coastal ocean : a global analysis. Cambridge University Press.
- Milliman, J.D. & Meade, R.H. (1983) Worldwide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, **91**, 1-21.
- Milliman, J.D. & Syvitski, J.P.M. (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, **100**, 525-544.
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Whittingham, A.M. & Ewart, A. (1995) Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **69**(3-4), 137-157.
- Mohriak, W.U. (2003) Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti & J.H. Gonçalves, Eds. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Capítulo III*, CPRM, Brasília, 87-165.
- Molenaar, C.M. & Rice, D.D. (1988) Cretaceous rocks of the Western Interior Basin. In L.L. Sloss, Ed. Sedimentary cover-North American Craton: US, D-2, *The Geological Society of America, Boulder, Co*, 77-92.
- Molenaar, C.M. (1983) Depositional relations of Cretaceous and Lower Tertiary rocks, Northeastern Alas-

- ka. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**, 1066-1080.
- Molnar, P. & England, P. (1990) Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Review of Geophysics*, **31**, 357-396.
- Molnar, P. (2004) Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment : How might climate change have affected erosion rates ? *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, **32**, 67-89.
- Monciardini, C. (1966) La sédimentation éocène au Sénégal. *Mémoires du BRGM*, **43**, 65 p.
- Moore, A.E. (1999) A reappraisal of epeirogenic flexure axes in Southern Africa. *South African Journal of Geology*, **102**, 363-376.
- Moore, T.C., Pisias, N.G. & Keigwin, L.D. (1982) Cenozoic variability of oxygen isotopes in benthic foraminifera. In *Climate in Earth history*, W.H. Berger & J.C. Crowell, Eds., National Academy Press, Washington, DC., 172-181.
- Morabet, A.M., Bouchta, R. & Jabour, H. (1998) An overview of the petroleum systems of Morocco. In D.S. Macgregor, R.T.J. Moody & D.D. Clark-Lowes, Eds. *Petroleum Geology of North Africa*, *Geological Society of London, London*, **132**, 283-296.
- Moulin, M. (2003) Étude géologique et géophysique des marges continentales passives : exemple du Zaïre et de l'Angola. *Thèse de doctorat, Spécialité : Géosciences Marines, Université de Bretagne Occidentale, Brest*, 360 p.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L. & Unternehr, P. (2009) A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Sciences Review*.
- Moullade, M., Mascle, J., Benkhelil, J., Cousin, M. & Tricart, P. (1993) Occurrence of marine mid-Cretaceous sediments along the Guinean slope (Equamarge II cruise): their significance for the evolution of the central Atlantic African margin. *Marine Geology*, **110**, 63-72.
- Mulder, T. & Syvitski, J.P.M. (1996) Climatic and morphologic relationships of rivers : implications of sea level fluctuations on river loads. *Journal of Geology*, **104**, 509-523.
- Muntingh, A. & Brown, L.F. (1993) Sequence stratigraphy of petroleum plays, post-rift cretaceous rocks (Lower Aptian to Upper Maastrichtian), Orange basin, western offshore South Africa. In P. Weimer & H.W. Posamentier, Eds. *Siliciclastic sequence stratigraphy*, *American Association of Petroleum Geologists Memoirs, Tulsa, Oklahoma*, **58**, 71-98.
- Nomade, S. (2001) Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire. *Thèse de doctorat, Université d'Orléans, Orléans*, 301 p.
- Nürnberg, D. & Müller, R.D. (1991) The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, **191**, 27-53.
- O'Connor, J.M. & Duncan, R.A. (1990) Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, **95**, B11, 17 475-17 502.
- Offodile, M.E. & Reyment, R.A. (1976) Stratigraphy of the Kena-Awe area of the Middle Benue region of Nigeria. *Bulletin of the Geological Institutions, University of Uppsala*, **7**, 37-66.
- Oliveira Marinho, M. (1985) Le plateau marginal de Guinée : Transition entre Atlantique Central et Atlantique Equatorial. *Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6*, 183 p.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. & Auzende, J.M. (1984) Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *CNEXO, Plouzané*, 108 p.
- Olivet, J.L. (1996) La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **20**, 131-195.
- Olsen, P.E. (1999) Giant lavas flows, Mass extinctions and Mantle plumes. *Science*, **284**, 604-605.
- Olsen, P.E., Kent, D.V., Et-Touhami, M. & Puffer, J. (2003) Cyclo-, magneto- and bio-stratigraphic constraints on the duration of the CAMP event and its relationship to the Triassic-Jurassic boundary. The Central Atlantic Magmatic Province Insights from fragments of Pangea. In W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne & C. Ruppel, Eds, Washington, DC, **136**.
- Osterkamp, W.R. & Toy, T.J. (1997) Geomorphic considerations for erosion prediction. *Environmental Geology*, **29**(3/4), 152-157.
- Oyede, M. & Klasz, I.d. (1992) Datation de la discordance dite «Oligocène» sur la partie terrestre du bassin

- sédimentaire côtier béninois (Afrique de l'Ouest). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **315**(Ser. 2), 971-977.
- Parsons, B. (1982) Causes and consequences of the relation between area and age on the sea floor. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 437-448.
- Pautot, G., Renard, V., Daniel, J. & Dupont, J. (1973) Morphology, Limits, Origin & Age of Salt Layer along South Atlantic African Margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **57**, 1658-1671.
- Pazzaglia, F.J. & Brandon, M.T. (1996) Macrogeomorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record. *Basin Research*, **8**(3), 255-278.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. & Shukovsky, W. (1990) Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Parana, South America. *Geology*, **18**, 1223-1226.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. (1992) Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America) : classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin Volcanologique*, **55**, 119-139.
- Peate, D.W. (1997) The Parana-Etendeka Province. In A.G. Union, Ed. Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary volcanism, *Geophysical Monograph Series*, **100**, 217-245.
- Pearce, C., Whitmarsh, R.B., Scrutton, R.A., Pontoise, B., Sage, F. & Mascle, J. (1996) Côte d'Ivoire-Ghana margin: seismic imaging of passive rifted crust adjacent to a transform continental margin. *Geophysical Journal International*, **125**, 781-795.
- Petters, S.W. (1983) Gulf of Guinea planktonic foraminiferal biochronology and geological history of the South Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, **13**, 32-59.
- Pindell, J. & Dewey, J.F. (1982) Permo-triassic reconstruction of western pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, **1**(2), 179-211.
- Piqué, A. & Laville, E. (1995) L'ouverture initiale de l'Atlantique central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**, 725-738.
- Pletsch, T., Erbacher, J., Holbourn, A.E.L., Kuhnt, W., Moullade, M., Oboh-Ikuenobede, F.E., Söding, E. & Wagner, T. (2001) Cretaceous separation of Africa and South America: the view from the West African margin (ODP Leg 159). *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 147-174.
- Poag, C.W. & Schlee, J.S. (1984) Depositional sequences and stratigraphic gaps on submerged united states Atlantic margin. In J.S. Schlee, Ed. Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. *American Association of Petroleum Geologists Memoirs, Tulsa*, **36**, 165-182.
- Poag, C.W. & Valentine, P.C. (1988) Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the United States Atlantic continental margin. In R.E. Sheridan & J.A. Grow, Eds. The Atlantic continental margin: U.S.. *The Geology of North America, Geological Society of America, Boulder*, **1-2**, 67-85.
- Poag, C.W. & Sevon, W.D. (1989) A record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the U.S. Middle Atlantic Continental Margin. *Geomorphology*, **2**, 119-157.
- Poag, C.W. (1992) U.S. Middle Atlantic continental rise: Provenance, dispersal & deposition of Jurassic to Quaternary sediments. In C.W. Poag & P.C.d. Graciansky, Eds. *Geologic evolution of Atlantic continental rises*, Van Nostrand Reinhold, New York, 100-156.
- Pontes, F.C. & Asmus, H.E. (1976) The Brazilian marginal basins: Current state of knowledge. Proc. Internat. symposium on continental margins of Atlantic type. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Sao Paulo, Brazil*, **v. 48**, 215-329.
- Popoff, M. (1988) Du Gondwana à l'Atlantique sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *Journal of African Earth Sciences*, **7**, 409-431.
- Popoff, M., Raillard, S., Mascle, J., Auroux, C., Basile, C. & EQUAMARGE, G. (1989) Analyse d'un segment de la marge transformante du Ghana : résultats de la campagne Equamarge II (mars 1988). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, **309**, 481-487.
- Popoff, M. (1990) Déformation intracontinentale gondwanienne - Rifting mésozoïque en Afrique (Evolution méso-cénozoïque du fossé de la Bénoué, Nigéria) - Relations avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud. *Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, Aix-Marseille*.

- Querol, R. (1966) Regional geology of the Spanish Sahara. In D. Reyre, Ed. Bassins sédimentaires du littoral africain, Littoral atlantique. Union internationale des Sciences géologiques, Association des Services géologiques africains, Paris, 27-39.
- Rabinowitz, P.D. & LaBrecque, J. (1979) The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 5973-6002.
- Radier, H. (1959) Contribution à l'étude du Soudan oriental (A.O.F.). T.I. : Le précambrien saharien au sud de l'Adrar des Iforas. T.II. : Le bassin secondaire et tertiaire de Gao? - Le détroit soudanais., Dakar. *Bulletin du Service Géologique National, AOF, Dakar*, **26**.
- Raillard, S. (1990) Les marges de l'Afrique de l'Est et les zones de fractures associées : Chaîne Davie et ride du Mozambique. Campagne MD-60/MACAMO II. *Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6*, 272 p.
- Ranke, U., von Rad, U. & Wissmann, G. (1982) Stratigraphy, facies and tectonic development of the on- and offshore Aaiun-Tarfaya Basin - A review. In U. von Rad, K. Hinz, M. Samthein & E. Seibold, Eds. *Geology of the Northwest African Continental margin*, Springer Verlag, Berlin, 86-105.
- Renne, P.R., Ernest, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M. & Perrin, M. (1992) The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland & the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Sciences de la Terre*, **258**, 975-979.
- Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C. & Duncan, A.R. (1996) Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwest Africa. *Geology*, **24**, 659-662.
- Rey, J., Canérot, J. & Peybernès, B. (1988) Lithostratigraphy, biostratigraphy and sedimentary dynamics of the Lower Cretaceous deposits on the northern side of the western High Atlas (Morocco). *Cretaceous Research*, **9**, 141-158.
- Reyment, R.A. (1965) Aspects of the Geology of Nigeria. *Thesis, Ibadan University Press, Ibadan*, 145 p.
- Reyre, D. (1966) Particularités géologiques des bassins côtiers de l'Ouest africain. In D. Reyre, Ed. Bassins sédimentaires du littoral africain, Littoral atlantique. Union internationale des Sciences géologiques, Association des Services géologiques africains, Paris, 253-273.
- Reyre, D. (1984) Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **(7) XXVI**, 1041-1059.
- Richert, J.P., Allix, P. & François, D. (1992) The effects of gravity sliding and salt deformation on the formation of the Albian structures of Block 3 (Angola). *4th Conference of the European Association of Petroleum Geologists, Paris*, **148**.
- Roberts, D.G. (1975) Evaporite deposition in the Aptian South Atlantic Ocean. *Marine Geology*, **18**, 65-72.
- Rouby, D., Guyomard, Y., Bonnet, S., Guillocheau, F., Robin, C., Dauteuil, O. & Guiraud, M. (2005) Variation of relief, siliciclastic flux and stratigraphic architecture of sedimentary basins: a database for the African passive margins. *International Association of Sedimentology 24th international meeting, Muscat, Oman*, January 2005.
- Rouby, D., Bonnet, S., Guillocheau, F., Gallagher, K., Robin, C., Biancotto, F., Dauteuil, O. & Braun, J. (2009) Sediment Supply to the Orange Sedimentary System over the Last 150 My: An Evaluation from Sedimentation/Denudation Balance. *Marine and Petroleum Geology*, **26**(6), 782-794.
- Ruellan, E. (1985) Evolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan) ; étude par submersible, seabeam et sismique-réflexion. *Thèse, Université de Brest, Brest*, 294 p.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Prell, W.L. & Kutzbach, J.E. (1997) The uplift-climate change connection: a synthesis. In *Tectonic uplift and climate change*. W.F. Ruddiman, Ed., Plenum Press, New York, 383-397.
- Rust, D.J. & Summerfield, M.A. (1990) Isopach and borehole data as indicators of rifted margin evolution in southwestern Africa. *Marine and Petroleum Geology*, **7**, 277-287.
- Sage, F., Pontoise, B., Mascle, J., Basile, C. & Arnould, L. (1997) Crustal structure and ocean-continent transition at marginal ridge: the Côte d'Ivoire-Ghana marginal ridge. *Geo-Marine Letters*, **17**, 40-48.
- Sahabi, M., Aslanian, D. & Olivet, J.-L. (2004) Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Comptes Rendus Geoscience*, **336**(12), 1041-1052.
- Schettino, A. & Scotese, C.R. (2005) Apparent polar wander paths for the major continents 200Ma to the present day: a paleomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophysical Journal International*, **163**, 727-759.

- Schlee, J., Behrendt, J.C. & Robb, J.M. (1974) Shallow structure and stratigraphy of Liberian continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **58**, 708-728.
- Schlische, R.W., Withjack, M.O. & Olsen, P.E. (2003) Relative timing of CAMP, rifting, continental breakup & basin inversion; tectonic significance. In W.E. Hames, J.G. McHone, P.R. Renne & C. Ruppel, Eds. The Central Atlantic Magmatic Province Insights from Fragments of Pangea. American Geophysical Union, Washington, DC, 33-60.
- Scalter, J.G., Hellinger, S. & Tapscott, C. (1977) The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present. *Journal of Geology*, **85**, 509-552.
- Scalter, J.G., Jaupart, C. & Galson, D. (1980) The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Review of Geophysics*, **18**, 269-311.
- Scrutton, R.A. (1979) On sheared passive continental margins. *Tectonophysics*, **59**, 293-305.
- Sebai, A.F., Féraud, G., H., B. & Hanes, J. (1991) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 455-472.
- Selby, M.J. (1985) *Earth's Changing Surface : An Introduction to Geomorphology*, Clarendon Press, Oxford, 602 p.
- Senant, J. & Popoff, M. (1991) Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics*, **198**, 35-46.
- Séranne, M., Séguret, M. & Fauchier, M. (1992) Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**(2), 135-146.
- Séranne, M. & Anka, Z. (2005) South Atlantic continental margins of Africa : A comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. *Journal of African Earth Sciences*, **43**(1-3), 283-300.
- Short, K.C. & Stauble, A.J. (1967) Outline of geology of Nigeria Delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **51**, 761-779.
- Sibuet, J.C. & Mascle, J. (1978) Plate kinematic implications of the Atlantic Equatorial fracture zone trends. *Journal of Geophysical Research*, **83**, 3401-3421.
- Siesser, W. G. (1978) Leg 40 Resultq in relation to continental shelf and onshore geology.
- Simoës, M., Braun, J., Guillocheau, F., Rouby, D., Helm, C. & Robin, C. (2006) Investigating the Kinematics of the African Topography: Constraints on the Spatio-temporal Evolution of Surface Uplift. *AGU Fall Meeting, San Francisco USA*, December 2006.
- Simpson, A. (1954) The Nigerian Coalfield : The geology of parts of Owerri and Benue Provinces. *Bulletin of the Geological Survey*, **24**, 85 p.
- Slavin, S.M. (1977) The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, **5**, 318-355.
- Slavin, S. (1982) Stable isotopes in climatic reconstructions. In *Climate in Eath history*. W.H. Berger & J.C. Crowell, Eds., National Academy Press, Washington, DC, 164-171.
- Smith, A.G. & Briden, J.C. (1977) Mesozoic and Cenozoic paleo-continental maps. Cambridge University Press, Cambridge, 63 p.
- Spathopoulos, F. (1996) An insight on salt tectonics in the Angola Basin, South Atlantic. In G.I. Aslop, D.J. Blundell & I. Davison, Eds. Salt Tectonics. Geological Society, London, 153-174.
- Spengler, A.d., Castelain, J., Cauvin, J. & Leroy, M. (1966a) Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In D. Reyre, Ed. Bassins sédimentaires du littoral africain, Littoral atlantique. Union internationale des Sciences géologiques, Association des Services géologiques africains, Paris, 80-97.
- Spengler, A.d. & Delteil, J.R. (1966b) Le bassin secondaire-tertiaire de Côte d'Ivoire. In D. Reyre, Ed. Bassins sédimentaires du littoral africain, Littoral atlantique. Union internationale des Sciences géologiques, Association des Services géologiques africains, Paris, 99-113.
- St John, B. (2000) The role of transform faulting in the formation of hydrocarbon traps in the Gul of Guinea, West Africa. Offshore West Africa, *Fourth Annual Conference. Pennwell Publishing, Tula, Oklahoma, Abidjan*.
- Stark, D.M., Alagoa, A., Baird, T., Belaud, D., Charron, M., Dodds, K., Domzalski, S., Faivre, O., Fosset, C., Gibbs, M., Joli, F., Kumar, R., Lane, G., Lefèbre, L., Marca, C., Miranda, V., Motet, D., Pousset, M.,

- Ségéral, G., Serra, O., Tan, T.H., Trayner, P., Varotsis, N., Vergel, P., Hoang, D.V., Walker, C. & Yver, J.P. (1991). Well Evaluation Conference, Angola, Schlumberger, Paris, 329 p.
- Steiner, C., Hobson, A. & Favre, P. (1998) Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of early Jurassic sea-floor spreading in the Central Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 1304–1317.
- Stoecklin, J. (1987) Guinea moving ahead. *Oil and Gas Journal*, **May**, 91-93.
- Syvitski, J.P.M. (2003) The supply of flux of sediment along hydrological pathways: Anthropogenic influences at the global scale. *Global and Planetary Change*, **39**(1-2), 1-11.
- Syvitski, Vörösmarty, C., Kettner, A.J. & Green, P. (2005) Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, **308**, 376-380.
- Syvitski, J.P.M. & Milliman, J.D. (2007) Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology*, **115**, 1-19.
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanutto, O. & Wolff, S. (1987) Evolução tectonica da margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**, 180-188.
- Teisserenc, P. & Villemin, J. (1989) Sedimentary basin of Gabon - Geology and oil systems. In J.D. Edwards & P.A. Santogrossi, Eds. Divergent/passive margin basins. *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, **48**, 117-199.
- Tessier, F. (1960) Etudes paléontologiques et géologiques sur la falaise de Fresco (Côte d'Ivoire). I. Introduction. *Annales de la Faculté des sciences, Université de Dakar*, **5**.
- Thiede, J. (1979) History of the North Atlantic Ocean. Evolution of an asymmetric zonal paleo-environment in a latitudinal ocean basin. *Maurice Ewing Ser.*, 275-296.
- Tinker, J., de Wit, M. & Brown, R. (2008a) Mesozoic exhumation of the southern Cape, South Africa, quantified using apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics*, **455**, 77-93.
- Tinker, J., de Wit, M. & Brown, R. (2008b) Linking source and sink: Evaluating the balance between onshore erosion and offshore sediment accumulation since Gondwana break-up, South Africa. *Tectonophysics*, **455**, 94-103.
- Tixeront, M. (1973) Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et familières des formations détritiques permotriasiques du Couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **249**(3), 147-177.
- Todd, B.J. & Keen, C.E. (1989) Temperature effects and their geological consequences at transform margins. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**, 2591-2603.
- Tommasi, A. & Vauchez, A. (2001) Continental rifting parallel to ancient collisional belts : an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **185**, 199-210.
- Turner, J.P. (1995) Gravity-driven structures and rift basin evolution: Rio Muni Basin, offshore equatorial West Africa. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **79**, 1138-1158.
- Uchupi, E., Emery, K.O., Bowin, C.O. & Phillips, J.D. (1976) Continental margin off western Africa: Senegal to Portugal. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **60**, 809-878.
- Uchupi, E. (1992) Angola Basin: Geohistory and construction of the continental rise. In C.W. Poag & P.C.d. Graciansky, Eds. *Geologic evolution of Atlantic continental rises*. Van Nostrand Reinhold, New York, 77-99.
- Unternehm, P., Curie, D., Olivet, J.L., Goslin, J. & Beuzart, P. (1988) South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics*, **155**, 169-179.
- Van Der Spuy, D. (2003) Aptian source rocks in some South African Cretaceous basins. In Arthur, M.A., Macgregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.). *Petroleum geology of Africa: New themes and developing technologie*. *Geological Society, Special Publications, London*, 185-202.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. & Thomson, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 4 : Global cycles of relative sea level. In C.E. Payton, Ed. *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, **26**, 83-97.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Shipley, T.H. & Buffler, R.T. (1980) Unconformities of the North Atlantic. The evolution of passive continental margins. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, **294**, 137-155.
- Verati, C., Bertrand, H. & Féraud, G. (2005) The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province

- into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth and Planetary Science Letters*, **235**(1-2), 391-407.
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H. & Youbi, N. (2007) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**(1-4), 308-325.
- Villeneuve, M. (1991) Géophysique en Mauritanie. In R. Caruba & R. Dars, Eds. Géologie de la Mauritanie. Université de Nice-Sophia Antipolis & CRDP de Nice, Nice, 153-174.
- Villeneuve, M. & Cornée, J.J. (1994) Structure, evolution and paleogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, **69**, 307-326.
- Vink, G.E. (1982) Continental rifting and the implications for the plate tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 10677-10688.
- von Rad, U. & Wissmann, G. (1982) Cretaceous-Cenozoic history of the West Saharan continental margin (NW Africa): Development, destruction and gravitational sedimentation. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold, Eds. Geology of the Northwest African Continental margin. Springer Verlag, Berlin, 106-131.
- Wagner, T. & Pletsch, T. (2001) No major thermal event on the mid-Cretaceous Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin. *Terra Nova*, **13**, 165-171.
- Walford, H.L. & White, N.J. (2005) Constraining uplift and denudation of west African continental margin by inversion of stacking velocity data. *Journal of Geophysical Research*, **110**, B04403.
- Walgenwitz, F., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H. & Monie, P. (1990) Thermo-Chronological Approach to Reservoir Diagenesis in the Offshore Angola Basin: a Fluid Inclusion, $\{^{40}\text{Ar}\}$ - $\{^{39}\text{Ar}\}$ and K-Ar Investigation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**, 547-563.
- Walling, D.E. & Fang, D. (2003) Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global Planetary Change*, **39**, 111-126.
- White, R. & McKenzie, D. (1989) Magmatism at rift zones. The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 7685-7729.
- Widmier, J.M., Green, A.R., Biddle, K.T., Skerlee, G.M., Wiener, R.W., Kaplan, A., Lusser, C.U., Patterson, D.L., Skerlee, G.M., Snively, P.D., Wehr, F.L., Wiener, R.W., Phelps, D.W., Norton, I.O., Koch, P.S., Truitt, A.M., Daniel, P.G., Skrobowski, W.J., Baker, R.A., Hurroughs, W.A., Picard, C., Ballard, D.R., Pinkston, T.G., Mustachia, M., Machen, T.B., Mace, J., C.A., Walston, T.M., Cooper, T.W., Hart, B.A., Miller, R.A., Garza, E.G., Haro, J.F., Evans, C.R., Barrier, J.G., Gulstene, K. *et al.* (1985) Tectonic map series of the world. World Mapping Project Exxon Production Research Company.
- Wiedmann, J., Butt, A. & Einsele, G. (1982) Cretaceous stratigraphy, environment & subsidence history at the Moroccan continental margin. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold, Eds. Geology of the Northwest African Continental margin. Springer Verlag, Berlin, 366-395.
- Wissmann, G. (1982) Stratigraphy and structural features of the continental margin basin of Senegal and Mauritania. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold, Eds. Geology of the Northwest African Continental margin. Springer Verlag, Berlin, 166-181.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. (2001) Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, **292**, 5517, 686-693.
- Zalan, P.V., Nelson, E.P., Warme, J.E. & Davis, T.L. (1985) The Piauí basin: rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform basin. In K.T. Biddle & N. Christie-Blick, Eds. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Special Publications - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **37**, 143-158.
- Zalan, P.V. (2004) Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito-Neves, Eds. Geologia do continente sul-americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca, São Paulo, 245-263.
- Zarhloule, Y. (1994) Potentialités hydrogéothermiques du bassin d'Essaouira-Agadir (Maroc). *Thèse, Université de Sfax, Tunisie*.
- Zhang, D.D., Zhang, Y., Zhu, A. & Cheng, X. (2001) Physical Mechanisms of River Waterfall Tufa (Travertine) Formation. *Journal of Sedimentary Research*, **71**(1), 205-216.

- Gocad <http://www.earthdecision.com/>
http://www.earthdecision.com/products/basemodule_structural.html
Caumon, G., Lepage, F., Sword, C., Mallet, J.L. (2004) Building and editing a sealed geological model. *Mathematical Geology*, **36**(4), 405-424.
Mallet, J.L. (1992) Discrete Smooth Interpolation. *Computer-aided design*, **24**(4), 178-191.*
/DSI dans son integralite/*
Mallet, J.L. (1997) Discrete modeling for natural objects. *Mathematical Geology*, **29**, 199-219.
Mallet, J.L. (2002) Geomodeling, Oxford University Press, New York, 624 p.
- Arcgis <http://www.esri.com/software/arcgis/index.html>
Gtopo <http://edc.usgs.gov/products/elevation/dtopo30/gtopo30.html>
ODP <http://www.oceandrilling.org/>
DSDP <http://www.deepseadrilling.org/>
IODP <http://www.iodp.org/>